

# HEIDELBERGER BEITRÄGE ZUR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

UNTER MITWIRKUNG VON

**C. W. CORRENS**  
GÖTTINGEN

**F. K. DRESCHER-KADEN**  
HAMBURG

**H. STEINMETZ**  
MÜNCHEN

HERAUSGEGEBEN VON

**O. H. ERDMANNSDÖRFFER**  
HEIDELBERG

DRITTER BAND

(SCHLUSS-)HEFT 6

MIT 37 TEXTABBILDUNGEN



BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG  
SPRINGER - VERLAG  
1953

*Preis DM 26.80*

## Die „Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie“

erscheinen zwanglos in einzeln berechneten Heften, die zu Bänden vereinigt werden, und sind durch die Buchhandlungen zu beziehen.

Von jeder Arbeit werden 50 Sonderabdrucke unentgeltlich geliefert, weitere gegen entsprechende Berechnung.

Der Autor erhält einen Unkostenersatz von DM 20.— für den 16seitigen Druckbogen.

Es wird ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß mit der Annahme des Manuskriptes und seiner Veröffentlichung durch den Verlag das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder an den Verlag übergeht. Grundsätzlich dürfen nur Arbeiten eingereicht werden, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind, und die auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen der Autor sich verpflichtet. Bei Einsendungen des Manuskriptes ist mitzuteilen, ob dasselbe oder eines ähnlichen Inhalts schon einer anderen Zeitschrift angeboten wurde.

Es ist ferner ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrophoto u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

Bei Arbeiten aus Instituten ist eine Erklärung des Direktors oder eines Abteilungsleiters beizufügen, daß er mit der Publikation der Arbeit aus dem Institut bzw. der Abteilung einverstanden ist und den Verfasser auf die Aufnahmebedingungen aufmerksam gemacht hat.

Manuskripte und alle redaktionelle Anfragen werden erbeten an:

*Professor Dr. O. H. Erdmannsdörffer, (17a) Heidelberg, Rosenbergweg 3*  
oder an

*Professor Dr. C. W. Correns, (20b) Göttingen, Lotzestraße 13*  
oder an

*Professor Dr. F. K. Drescher-Kaden, Hamburg 36, Esplanade 1c*  
*Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität*  
oder an

*Professor Dr. H. Steinmetz, (13b) München, Jakob-Klar-Straße 7/IV*

## Springer-Verlag

**Heidelberg**  
Neuenheimer Landstr. 24  
Fernsprecher 2440

**Berlin W 35**  
Reichpietschufer 20  
Fernsprecher 249251

## Vertriebsvertretung im Ausland:

Lange, Maxwell & Springer Ltd., 242 Marylebone Road, London N. W. 1

Es wird gebeten, bei der Abfassung der Manuskripte folgendes zu beachten:

1. Ausführung möglichst in Maschinschrift einseitig beschrieben.
2. Voranstellungen einer kurzen Zusammenfassung des Inhalts *vor* dem Text, bzw. Inhaltsübersicht mit Seitenangabe.
3. Angabe von Ursprungsort und Abschlußdatum.
4. Es ist notwendig, den vollen ausgeschriebenen Vornamen des Verfassers anzugeben.
5. Fußnoten sind laufend durch die ganze Arbeit durchzunummerieren.
6. Entsprechend den Hinweisen im Text ist am Schluß der Arbeit ein Literaturverzeichnis mit übereinstimmender Numerierung [1], [2], [3] usw. einzufügen.
7. Zeichen für Maßeinheiten, Konstanten, Formelzeichen, Abkürzungen usw. sind in Übereinstimmung mit dem Gmelinschen Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl., zu bringen.
8. Die Beschriftung der Abbildungsvorlagen wird lediglich mit Bleistift erbeten; erläutern der Text dazu ist gesondert beizufügen. Angabe einer kurzen, aber erschöpfenden Unterschrift für jede Abbildung erbeten.
9. Besondere Hervorhebungen im laufenden Text erfolgen durch *Kursivsatz* und sind im Manuskript durch *Unterstreichen* der betreffenden Wörter zu bezeichnen.
10. Für Kleindruck vorgesehene Stellen sind am Rande des Manuskriptes durch einen vertikalen Strich unter Beifügung des kleinen Buchstabens p zu kennzeichnen.

*Inhaltsverzeichnis s. Umschlagseite 3*

## Die Erzparagenese des Katzenbuckels im Odenwald\*.

Von

GERHARD FRENZEL, Heidelberg.

Mit 21 Textabbildungen.

(Eingegangen am 11. Februar 1953.)

### Inhaltsübersicht.

	Seite
1. Zur Einleitung . . . . .	409
2. Die Erzminerale des Katzenbuckels. . . . .	411
a) Titanomagnetit . . . . .	413
b) Ilmenit . . . . .	418
c) Pyrit . . . . .	421
d) Magnetkies . . . . .	424
e) Kupferkies . . . . .	426
f) Bornit . . . . .	427
g) Eisenglanz . . . . .	427
h) Pseudobrookit . . . . .	429
i) Maghemit . . . . .	434
j) Leukoxen . . . . .	435
k) Nadeleisenerz und Rubinglimmer . . . . .	437
l) Anatas . . . . .	439
3. Beitrag zur Kenntnis der Erzminerale des Steinsberges bei Sinsheim und der Basalt- gänge von Neckarbischofsheim und Neckarelz . . . . .	439
a) Nephelinbasanit, Steinsberg bei Sinsheim . . . . .	439
b) Hauynführender Nephelinit, Neckarbischofsheim . . . . .	440
c) Hauynführender Nephelinit, Hamberg bei Neckarelz . . . . .	441
4. Paragenese . . . . .	441
Literatur . . . . .	443

### 1. Zur Einleitung.

Vorliegende Arbeit ist als Beitrag für die Forschungen gedacht, welche dem Erzbestand magmatischer Gesteine gewidmet sind. Ihrem Inhalt nach schließt sie sich ähnlichen systematischen Untersuchungen an, wie sie z. B. LINDLEY [13] und ÖDMAN [20] durchgeführt haben, welche die Erzführung relativ ungewöhnlicher Magmatite der Ergußgesteinsfolge behandeln. Sie soll die in bezug auf die Erzminerale des Katzenbuckels noch lückenhaften Angaben ergänzen, die sich vielfach nur auf Durchlichtbestimmungen stützen. Im besonderen erlaubt es der Stoff, auf Bildungen einzugehen, für die ursprünglich BUNSEN den Ausdruck „pneumatolytisch“ geprägt hat. Zum Vergleich sind Basaltgesteine benachbarter Lokalitäten, wie solche des Steinsberges bei Sinsheim und die der Basaltgänge von Neckarbischofsheim und Neckarelz herangezogen worden. Bei der Auswahl des für die Untersuchung nötigen Materials standen die reichhaltigen Katzenbuckel-Suiten des Mineralog.-Petrograph. und des Geolog.-Paläontolog. Institutes der Universität Heidelberg zur Verfügung. Es sind solche

\* Das Manuskript wurde in etwas ausführlicherer Form von der Naturw.-Mathem. Fakultät der Ruprecht Karl-Universität in Heidelberg im Februar 1953 als Dissertation angenommen.

Proben bevorzugt worden, von denen Analysen vorhanden sind oder schon Dünnschliffe vorgelegen haben. Hinzu sind Stücke gekommen, die bei häufigem Begehen des Katzenbuckels an Ort und Stelle selbst geschlagen worden sind.

Bei Eberbach, nordwestlich vom Dorfe Waldkatzenbach, setzt die Basaltkuppe des Katzenbuckels als höchste Erhebung des Odenwaldes auf einer Buntsandsteinhochebene auf. Es handelt sich um einen zylindrischen Vulkanschlot von einem Durchmesser von etwa 1 km, dessen Gesteine infolge ihrer größeren Verwitterungsbeständigkeit als Erosionsrest aus den umgebenden Sedimenten hervorragen. Der Vulkan, dessen Entstehung nach Auffassung von RÜGER [28] in das Paläocän oder noch wahrscheinlicher in die Obere Kreide zu verlegen ist, hat die einst über dem Buntsandstein gelegenen und heute vollständig abgetragenen Schichten der Trias- und Juraformation durchbrochen, wie aus entsprechenden Sedimentfunden hervorgeht. Somit lag damals das jetzige Niveau des Katzenbuckels in einer Tiefe von etwa 600 m [29, 27]. Die weit überwiegende Masse der Eruptiva setzt sich aus einem basaltoiden Material zusammen, das früher als Nephelinbasalt bezeichnet wurde, aber neuerdings von NIELAND [17] den Namen Sanidinnephelinit erhielt. Nur ein kleiner Teil, der etwa den gegen Osten vorspringenden Michelsberg umfaßt, zeigt Tiefengesteinsstruktur und ist unter dem Namen Shonkinit bzw. Natronshonkinit in der Literatur\* eingegangen.

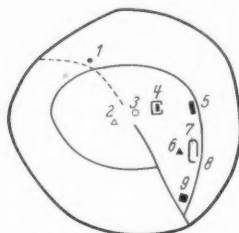


Abb. 1. Schematische Skizze des Katzenbuckels. 1 Freyaquelle, 2 Katzenbuckel-Gipfel, 3 Gaffstein-Aussichtsturm, 4 Neuer Steinbruch, 5 Basaltwerk, 6 Michelsberg, 7 Alter Gemeindesteinbruch, 8 Halde, 9 Gasthaus „Zur Turmschenke“. — Turmstraße und Rundweg, ---- Fußpfad.

Der Sanidinnephelinit ist wie alle Gesteine des Katzenbuckels durch eine Alkalivormacht ausgezeichnet. NIELAND [35] berechnet seinen modalen Mineralbestand zu (Gew.-%):

33 Pyroxen, 29 Nephelin + Nosean, 15 Erz, 10 Sanidin, 7 Apatit, 6 Olivin, Hornblende, Biotit.

Die Quantität der verschiedenen Gesteinskomponenten ist ähnlich, doch durchaus nicht so auffallend wie bei dem Natronshonkinit gewissen Variationen unterworfen. Die Südwand des sog. Alten Gemeindesteinbruches besteht in der Hauptsache aus kontaktnahem Sanidinnephelinit. Ebendort wurde in der Südwestecke eine rote, pseudobrookitführende und durch vereinzelte Augite porphyrische Abart festgestellt.

Es handelt sich dabei offensichtlich um eine Durchgasungszone. Ausgezeichnet ist der Sanidinnephelinit im auflässigen Neuen Steinbruch am Gaffstein erschlossen. An Besonderheiten hat dieser bis auf das Vorkommen von Karbonatphosphaten, die NIELAND [16] an der Nord- und Südwand entdeckte, und einer verhältnismäßig wenig verfärbten, pseudobrookitführenden Varietät rechts am Eingang an der Ostseite nichts zu bieten. Eine große, trichterähnliche Vertiefung nimmt den mittleren Teil des Bruches ein und bildet mit ihrem Boden die untere Sohle. In deren einzigem Zugang, einem jetzt teilweise eingestürzten Stollen wurde Tuff mit Einschlüssen von Jurafragmenten gefunden, wie aus einem Handstück des Mineralog.-Petrograph. Inst. hervorgeht. Tuffähnliches Material wurde auch in der Senke zwischen Katzenbuckel und Michelsberg geschürft. Nördlich derselben konnte ich im Aushub einer 50 cm tiefen Grube stark phosphatisiertes und bis fast zur Unkenntlichkeit zersetztes Gestein und weiter südlich, nicht weit vom Turmweg einen tiefgründig limonitisierten, pseudobrookitführenden Sanidinnephelinit feststellen. Letzterer steht auch an der oberen Weggabelung Turmstraße-Rundweg an. Das spezifische Gewicht wurde zu 3,275 bestimmt und liegt damit infolge der Eisenanreicherung etwas höher als das des Normaltypus (LATTERMANN 2,926, ROSENBUSCH 3,096). Somit scheint die Annahme berechtigt, daß der Sattel zwischen Katzenbuckel und Michelsberg in einer Erstreckung vom Neuen Steinbruch im Norden bis zur erwähnten Weggabelung im Süden in der Hauptsache aus tuffigen und pneumatolytisch bis hydrothermal veränderten Gesteinspartien besteht, welche der Verwitterung und Erosion besonders stark ausgesetzt sind, wodurch auch die Tatsache hinreichend erklärt wäre, daß sich der Natronshonkinit gegenüber dem Sanidinnephelinit des Katzenbuckels als selbständige Kupper in Form des Michelsberges abhebt.

\* Folgende wichtigere Arbeiten über den Katzenbuckel liegen vor [2], [8], [11], [16], [17], [19], [26], [29], [30], [32].



Der Natronshonkinit ist im Alten Gemeindesteinbruch am Michelsberg aufgeschlossen. Seinen modalen Mineralbestand, der im allgemeinen etwa dem des Sanidinnephelinit entspricht, berechnet TRÖGER [35] zu (Gew.-%):

35 Pyroxen, 20 Nephelin, 13 Biotit, 10 Sanidin, 10 Erz, 8 Nosean, 4 Apatit.

Dazu muß jedoch bemerkt werden, daß die quantitative Zusammensetzung recht beträchtlichen Schwankungen unterworfen ist. So gibt es Varietäten mit fast leukokrater und andere mit melanokrater Charakter, ferner fein- bis grobkörnige, hornblende-, augit-, glimmer-, erz-, sanidinarme und -reiche Abarten, sowie Schlieren mit syenitischem und theralithischem Anklang oder verhältnismäßig hohem Olivinegehalt und an manchen Stellen eine syenitische Randfazies gegen den Sanidinnephelinit. Hinzu tritt die Tatsache, daß diese Varianten vielfach ohne Grenze ineinander übergehen.

Die genetische Deutung des Natronshonkinit ist recht umstritten. Eine definitive Betrachtung der Verhältnisse bereitet insofern Schwierigkeiten, als viele Kronzeugen der geologischen Abtragung zum Opfer gefallen sind. So kann irgendeine gefundene Erklärung mehr oder weniger nur hypothetischen Charakter haben, was sowohl für die FREUDENBERGSche Theorie einer magmatischen Differentiation in der Tiefe als auch der NIELANDSchen Ansicht von einer lokalen Tiefengesteinsfazies im Sanidinnephelinit gilt, die sich unter dem Einfluß der frei werdenden Gasphase bilden konnte. *Was die Stellung des Natronshonkinit gegenüber dem Sanidinnephelinit anbelangt, so halte ich trotz der kaum vorhandenen chemischen und mineralogischen Unterschiede und auch gewissen Zweifeln in bezug auf die eigenen Ganggefölschaften [17] einen späteren Nachschub für durchaus denkbar.* Ich beziehe mich dabei vornehmlich auf die gleichen, schon von FREUDENBERG gemachten Beobachtungen [8].

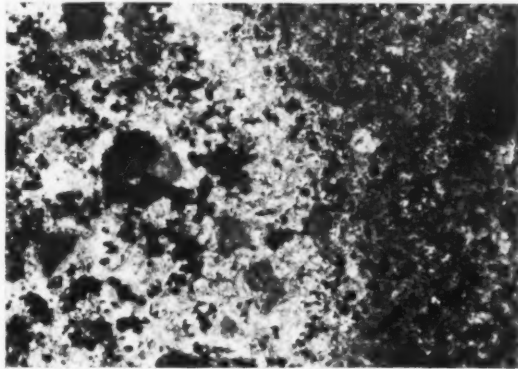


Abb. 2. Alter Gemeindesteinbruch, S.-W.-Ecke. Grobkörniger Natronshonkinit im Kontakt mit Sanidinnephelinit (Anschliff). Vergr. 3mal.

Der Natronshonkinit hat gewiß auf den Sanidinnephelinit kontaktmetamorph eingewirkt. Wie NIELAND in seinen Beschreibungen ausführt, erstrecken sich dadurch bedingte Erscheinungen überwiegend pneumatolytischer Natur in einem räumlich recht großen Gebiet bis zum Gaffstein. Ich möchte es aber vermeiden, von einem Kontakthof zu sprechen, und damit den Ausgangspunkt der Pneumatolyse ausschließlich in das Shonkinitmagma zu verlegen. Sekundärbildungen wie der Pseudobrookit finden sich sowohl im Natronshonkinit als auch im Sanidinnephelinit der weiteren Nachbarschaft, womit in beiden Gesteinen eine relativ hochtemperierte Fumarolentätigkeit stattgefunden haben muß, deren Ursprung in der Tiefe zu suchen ist. Ähnliches gilt auch für die zahlreichen Phosphatgänge hydrothermaler Entstehung\*, die an einen postvulkanischen Vorgang größeren Ausmaßes glauben lassen. Damit wäre allerdings noch kein Beweis erbracht, daß nicht andere sekundäre Veränderungen, vor allem solche in der Grundmasse des Sanidinnephelinit doch auf Kontaktpneumatolyse beruhen. Inwieweit sich hierbei die verschiedenen Prozesse überlagern, kann nicht mehr rekonstruiert werden.

## 2. Die Erzminerale des Katzenbuckels.

Wie schon in dem vorhergehenden Abschnitt erwähnt wurde, zeichnen sich die Gesteine des Katzenbuckels durch eine auffallend große Vielzahl an Varietäten aus, welche vorwiegend auf die stark wechselnde quantitative Zusammen-

\* Bei vielen kleineren phosphathaltigen Hohlräumen und Klüften spielen verwitterungsbedingte Umlagerungen lateralsekretionärer Natur eine Rolle, wie auch BECKER [1] und LUEDECKE [14] am Roßbergbasalt feststellen konnten.

setzung des Mineralbestandes zurückzuführen ist. Dementsprechend verhalten sich auch die Erze. Titanomagnetit, Ilmenit, Pyrit, Magnetkies und Kupferkies sind die weitaus häufigsten Opakkomponenten primären Charakters. Sie finden sich, mengenmäßig des öfteren großen Schwankungen unterworfen, sowohl im Sanidinnephelinit als auch im Natronshonkinit und in allen Ganggesteinen mit Ausnahme der Tinguait, die eine gewisse Sonderstellung einnehmen. Bei letzteren sind nicht selten mannigfaltige Abweichungen des Erzbestandes von dem der übrigen Magmatite festzustellen. So tritt in den recht häufigen grünen Tinguaiten vom Alten Gemeindesteinbruch vielfach der Schwefelkies in den Vordergrund, während die Eisenoxyde völlig vernachlässigt scheinen. Ausnahmen bestätigen auch hier die Regel, wie aus einem Amphiboltinguait hervorgeht, in dem Titaneisen etwa 90% aller der hier vertretenen Erze ausmacht. In den übrigen Abarten der Tinguaitfamilie sind alle möglichen Modifikationen und Übergänge zu der Erzführung der übrigen Gesteine vorhanden. Ferner fallen aus dem allgemeinen Rahmen heraus: Phosphat- und Zeolithgänge sowie aplitische Bestandmassen des Natronshonkinit mit hohem Apatitgehalt hydrothermal bis pneumatolytischer Entstehung, die Sedimente und Bruchstücke aus dem älteren kristallinen Gebirge wie Quarzite, Hornfelse und Granite.

Wesentlich seltener als die oben angeführten Erze sind Bornit, Zinkblende und Vallerit, wovon Buntkupfererz noch relativ am häufigsten ist und sich im besonderen im Natronshonkinit findet. Die beiden anderen Mineralien sind wenig verbreitet und treten in den beobachteten Fällen ausschließlich in Vergesellschaftung mit Magnetkies bzw. Kupferkies auf. Ebenfalls hier aufzuführen sind ein fragliches Opakmineral, welches nur einmal zusammen mit Apatit im Natronshonkinit gesehen wurde und wahrscheinlich Chalkopyrrhotin darstellt, und der sehr seltene Spinell als Entmischungsprodukt des Titanomagnetits.

Exhalativ bis hydrothermal sind Pseudobrookit, Eisenglanz, ferner zum Teil Schwefel-, Magnet- und Kupferkies sowie Magnetit, Ilmenit und Bornit. Von diesen spielen eine wichtige Rolle Eisenglanz und Pseudobrookit, die vorwiegend dort zu suchen sind, wo bei der Temperatur heißer Fumarolen Röstung erfolgte.

Deszendenter Entstehung sind Maghemit, Leukoxen, Nadeleisenerz, Rubinglimmer, Anatas, Markasit, Kupferglanz und Covellin. Auch Pyrit, Titaneisen, Magnetit und Eisenglanz können sich verwitterungsbedingt bilden.

Ganz zuletzt soll der Arsenkies erwähnt werden, der in den Gesteinen des Katzenbuckels selbst nicht gefunden werden konnte, wohl aber in verhältnismäßig größerer Menge in dem hauynführenden Nephelinit des Hamberges bei Neckarelz.

Lokale Anreicherungen des einen oder anderen Opakminerals sind nicht selten. Ihre Ursachen sind mannigfaltiger Natur. Teils handelt es sich um magmatische Differentiationsvorgänge, teils um Durchgasungszonen oder kontaktbedingte Phänomene. Derartige Erscheinungen konnten im besonderen im Sanidinnephelinit des Alten Gemeindesteinbruches beobachtet werden, wo Titanomagnetittrümer mit Reaktionssäumen von Pyroxen, durch Sulfide imprägnierte grünliche Gesteinspartien oder minimale, auf mäßigem Stofftransport beruhende Pseudobrookitkonzentrationen auffielen. Auch der Magnetkies des Theralits ist hier zu nennen. Hinzu kommen gelegentliche Reicherzzonen von Brauneisen, also Bildungen des sedimentären Zyklus, wie sie auf dem Sattel zwischen Katzenbuckel und Michelsberg auftreten.

## a) Titanomagnetit.

Unter der Bezeichnung „Titanomagnetit“ soll ein primäres, homogenes Eisenoxyduloxyd mit gelöstem, unentmischtem  $\text{FeTiO}_3$ -Molekül behandelt werden.

*Verbreitung.* Titanomagnetit ist das gemeinste unter allen gefundenen Erzmineralien. Vielfach macht er etwa 75% des Opakanteils aus, zum Teil wesentlich mehr. Mit Ausnahme gewisser Tinguaiten hat er ursprünglich fast überall vorgelegen, ist aber in einigen Fällen nachträglich ausgelaugt oder irgendwie anders zerstört worden.

*Reflexionsverhalten und Chemismus.* Der Farbeindruck in Luft ist weiß mit einem bräunlichen Unterton, der in Öl fleisch- bis braunrosa. In Gegenwart des blauweißen Maghemits oder des weißen Martits kommt letzterer besonders gut zur Geltung. Im übrigen sind hier verschiedene Farbnuancen, wohl vorwiegend in Abhängigkeit von dem wechselnden Ti-Gehalt festzustellen. Daß solche mitunter innerhalb eines kleinen örtlichen Bereiches, so hauptsächlich im Natronshonkinit auftreten, spricht für die mannigfaltige chemische Ausbildung des Gesteines. In den meisten Anschliffen ist der Titanomagnetit völlig isotrop. Schwache Anisotropie konnte nur in 5% aller untersuchten Fälle beobachtet werden, wobei keineswegs etwa ein bestimmter Gesteinstypus oder eine bestimmte Lokalität den Ausschlag gab. Anisotrope Magnetite sind durchaus nicht unbekannt. RAMDOHR [25, 30] nennt solche von Kirunavaara und Gellivare, und auch LINDLEY [13] erwähnt sie in den Basalten Oberhessens. Anomale Mischkristallbildung dürfte hier die Ursache sein.

*Struktur und relatives Alter.* Zwischen 1 mm großen Exemplaren und Individuen, die kaum bei 500facher Vergrößerung zu sehen sind, gibt es alle denkbaren Übergänge. Die Kristalle sind des öfteren gut ausgebildet. Vorwiegend findet sich das Oktaeder, seltener sind der Würfel und das Rhombendodekaeder. Häufig kommen eigenartig gekrümmte Sprünge wie in einem Glas vor. Wahrscheinlich sind sie auf Kontraktion zurückzuführen, die durch innere Spannung bei der Abkühlung hervorgerufen wurde [20]. Bei ihnenitentmischten Individuen fehlen sie fast ausnahmslos. Nicht zu verwechseln sind die Kontraktionssprünge mit kataklastischen Rissen oder groben bis feinen Spalten, die auf Leukoxenverdrängung und Maghemitbildung beruhen und meist durch ihr etwas schmutziges Aussehen von der vorher genannten Erscheinung abweichen. In der Arbeit von LINDLEY [13] werden einige ausgezeichnet geformte Kristallskelette beschrieben. In den untersuchten Gesteinen vom Katzenbuckel, darunter ein glasiger Sanidinnephelinit NO vom Turm, konnten derartige Strukturen nicht festgestellt werden. Immerhin sind skelettähnliche Formen anzutreffen. Hier ist z. B. auch der Nephelinbasanit vom Steinsberg bei Sinsheim zu nennen.

Betrachtet man die Stellung des Titanomagnetits innerhalb der Kristallisationsfolge, so unterscheidet man zweckmäßig zwischen Sanidinnephelinit und Natronshonkinit.

Im Sanidinnephelinit treten 3 verschiedene Generationen auf:

1. Kügelchen-Einschlüsse.
2. Mikroporphyrische Einsprenglinge.
3. Fein verteilte Körner in der Grundmasse.

Der zuerst erwähnte Fall ist recht selten. Es handelt sich um im Magma schwebende Tröpfchen, die im flüssigen Zustand von früh ausgeschiedenen

Gemengteilen (meist Apatit) eingeschlossen worden sind. Diese Bildung braucht ungestörte Entwicklungsbedingungen und ist daher offensichtlich in die intratellurische Phase des Magmas zu verlegen.

Die Körner des Typus 2 neigen zur Idiomorphie. Dies ist jedoch nicht generell aufzufassen. Nicht selten beobachtet man neben gut idiomorph ausgebildeten Kristallen solche von xenomorpher Form. Hier spielen vielleicht ganz neben-sächliche Umstände eine Rolle. Störungen im chemischen Gleichgewicht haben Resorption hervorgerufen, wobei mitunter die seltsamsten Korngestalten entstanden sind (Abb. 3). Das kann größere Partien erfassen, aber auch von kleinsten lokaler Bedeutung sein. Ferner sind noch Umschmelzungsprozesse zu nennen, die örtlich in Erscheinung treten und zum Teil kontaktabhängig sind (Abb. 4).

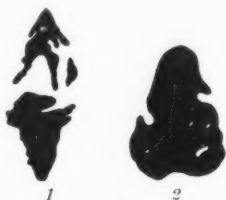


Abb. 3. Alter Gemeindesteinbruch. Sanidinnephelinit. Skelett (1) und amöboidartige (2) Resorptionsformen des Titanomagnetits. Vergr. 75mal.

Der 3. Typ ist mit den mikroporphyrischen Einsprenglingen mehr oder weniger durch Übergänge verbunden. Der häufig allotriomorphe Titanomagnetit ist hier älter oder gleichalt gegenüber den spät ausgeschiedenen Grundmassesilikaten.

Wird Fall 1 vernachlässigt, so bleiben 2 Generationen übrig, die jedoch nicht als zwei voneinander getrennte Phasen, sondern als Maxima des Differenzierungsverlaufes aufzufassen sind.

Im grobkörnigen Natronshonkinit existiert, abgesehen von den seltenen, unbedeutenden Tröpfeneinschlüssen, nur eine Generation, die, mit dem frühmagmatischen Apatit verglichen, zu ihrem größten Teil jünger und zu einem kleinen bestenfalls gleichalt ist. Hier erstreckte sich die Ausscheidung bei etwa gleichbleibender Menge unter hohen Drucken über einen längeren Zeitraum bis fast zum Schluß der Erstarrung. Im Prinzip also, zumal was die Persistenz betrifft, etwas ganz ähnliches wie beim Sanidinnephelinit, nur daß eben infolge anderer physikalisch-chemischer Voraussetzungen der Übergang zwischen den „Maxima“ viel stärker ausgeprägt ist.

Korrosionserscheinungen sind auch im Natronshonkinit und in dessen mehr oder weniger verwandten Schlieren nicht selten. Daß sich dabei unter Umständen recht ungewöhnliche Verwachsungsformen bilden können, geht aus dem Augitsyenit hervor, in welchem die xenomorphen Titanomagnetite regelrechte Myrmekitsäume mit Feldspat oder Pyroxen aufzuweisen haben (Abb. 5). Bedingt durch den frühen Beginn einer langen Ausscheidungsperiode findet sich der Titanomagnetit als Einschluß in vielen jüngeren Silikaten. Hier wären im Natronshonkinit der Apatit zum Teil, sowie Olivin, Pyroxen, Nephelin und Glimmer zu nennen und im Sanidinnephelinit dieselben Mineralien, sofern sie in größeren Exemplaren auftreten und nicht nur auf die Grundmasse beschränkt sind. Auffällig ist das reichliche Vorkommen des Titanomagnetits neben etwas Ilmenit im Augit. Dasselbe scheint teilweise auf einem irgendwie gearteten Entmischungsprozeß zu beruhen, was schon daraus zu ersehen ist, daß äußere Zonen des Pyroxens mitunter frei von Titanomagnetit und Ilmenit sind.

Als pneumatolytisch sind die von FREUDENBERG beschriebenen Kluftfüllungen von Magnetit (gab keine Titanreaktion) und Apatit im kontaktveränderten Sanidinnephelinit zu bezeichnen.

Zuletzt soll ein hydrothermaler Magnetit behandelt werden, der die beiden Salbänder eines Zeolithgängchens im Sanidinnephelinit vom Neuen Steinbruch auskleidet. Wie man aus dem Farbeindruck entnehmen kann, der nicht mehr das für Ti-reiche Magnetite in Öl so typische Braunrosa zeigt, sondern weiß mit

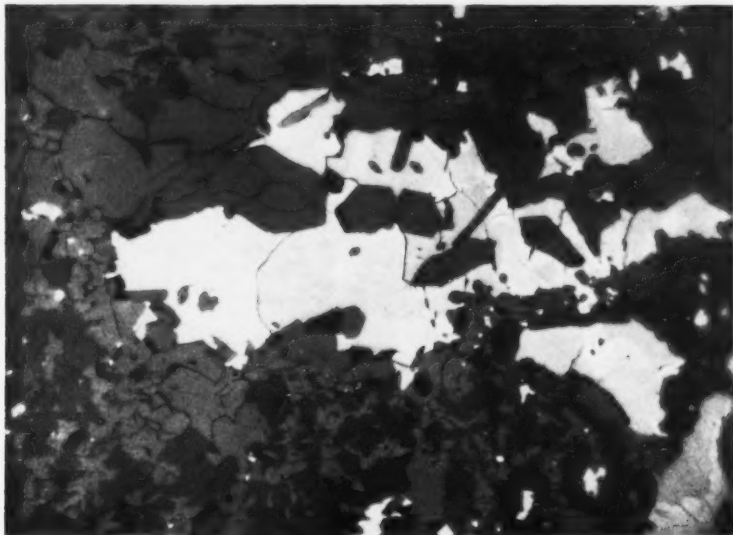


Abb. 4. Katzenbuckel, NO-Abhang. Kontaktmetamorpher Sanidinnephelinit. Apatit (grau) durchtränkt förmlich das Gestein und findet sich in idiomorphen Einschlüssen im xenomorph umkristallisierten Titanomagnetit (weiß), der von Maghemit (rein weiß) verdrängt wird. Vergr. 150mal.

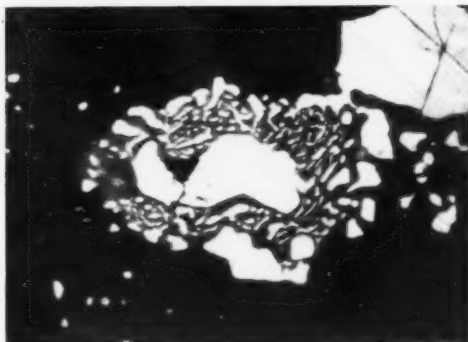


Abb. 5. Alter Gemeindesteinbruch. Augitsyenit. Myrmekitische Verwachsung Titanomagnetit—Pyroxen im Feldspat. Vergr. 450mal.

schwach bräunlichem Unterton ist, dürfte der Ti-Gehalt beträchtlich geringer geworden sein. Das idiomorphe Erz besitzt einen schönen Zonenbau, welcher durch einen Wechsel im Chemismus bedingt ist. Dies wird schon daraus ersichtlich, daß auch ohne Ätzung kleine Farbunterschiede bestehen.

*Entmischungen.* Mit Ausnahme des pneumatolytischen und des eben erwähnten hydrothermalen Magnetits, sowie gelegentlich der spät ausgeschiedenen Grundmassegeneration im Sanidinnephelinit ist der Ti-Gehalt fast stets so groß, daß bei hinreichender Abkühlungsdauer Ilmenitentmischung eintreten müßte. Dies



ist jedoch nicht immer der Fall. Besonders auffällig ist das beim Natronshonkinit, dessen Tiefengesteinsstruktur unter anderem durch langsame Auskristallisation erklärt wird. Vergleicht man den Natronshonkinit mit dem sicher schneller, wenn auch relativ immer noch langsam erstarrten Sanidinnephelinit, so muß man feststellen, daß ilmenitentmischte Titanomagnetite im letzteren entschieden häufiger sind. Dieser Befund widerspricht der bisher gemachten Erfahrung, daß langsame Abkühlung die Ilmenitentmischung begünstigt. LINDLEY führt letztere häufig darauf zurück, daß spät ausgeflossene Magmenströme die Temperatur bereits abgekühlter Gesteinspartien erhöht und somit die für eine Entmischung günstigen Voraussetzungen geschaffen haben. Zu einem Teil mag das ebenfalls hier zutreffen, besonders, was den Kontakt, die Schlierenbildungen im Natronshonkinit und vielleicht den Theralith angeht. Damit aber allen unentmischten Titanomagnetit des Natronshonkinits einerseits und allen entmischten des Sanidinnephelinit andererseits erklären zu wollen, scheint nicht angängig. Im Natronshonkinit haben sicherlich besondere Umstände mitgespielt, so das Fehlen geeigneter Katalysatoren, ungewöhnliche p-t-Bedingungen usw. Auch darf man nicht vergessen, daß NEWHOUSE [15] in Graniten, also eigentlich ausgesprochenen Plutoniten, des öfteren unentmischte Titanomagnetite beobachtet hat. Die betont unruhige Ausbildung des Gesteines läßt wohl kaum eine allgemein gültige Aussage zu.

An Entmischungstypen möchte ich in Anlehnung an Arbeiten von RAMDOHR [22, 24] und SINGEWALD [33] unterscheiden:

- a) Grob- bis feinlamellare Entmischung parallel (111). Recht häufig (Abb. 6).
- b) Entmischung in groben und feinen, mitunter unregelmäßig gestalteten Körnern.
- c) Schachbrettartiger bis pustelförmiger Entmischungszерfall. Vielfach sehr fein.

Diese Formen sind nicht scharf voneinander zu trennen. Nicht selten lassen sich in dem gleichen Individuum zwei verschiedene Typen feststellen, die durch Übergänge miteinander verbunden sein können.

Die Leisten des Typus a kommen gelegentlich in 2 Generationen vor. Sie werden bisweilen von schwarzen, punktförmigen Gebilden umsäumt. Die Untersuchung ergab, daß es sich dabei um kleine Löcher und nicht um Spinell handelt. Einigermassen sicher wurde letzterer nur einmal in Gestalt winziger Lamellen in einem Titanomagnetit des Theraliths erkannt.

Im Fall b ist eine Unterscheidung von primär verwachsenen Ilmeniten nicht immer durchführbar, zumal, wenn recht grobe Kristalle vorliegen. Mitunter mag sogar beides nebeneinander realisiert sein. Manchmal ist die Entmischung auf den Rand beschränkt, was besagt, daß das zuerst auskristallisierte Erz titanärmer als das später ausgeschiedene war. Daß die Kornformen gelegentlich auch seltsam ausfallen können, zeigt der Titanomagnetit eines Sanidinnephelinit von der Südseite des Alten Gemeindesteinbruches, bei dem die Ilmenitentmischung an arabische oder hebräische Schriftzeichen erinnert.

Verwachsungsform c findet sich in unregelmäßigen Flecken randlich, auf Rissen, in der Mitte oder nimmt das gesamte Individuum ein. Sie ist häufig infolge der enormen Feinheit zu übersehen und photographisch schlecht zu erfassen. Des öfteren wird sie durch einen auffälligen diffusen Perlmutter-schimmer verraten, der auf feinste Beugungsbildchen von Innenreflexen im nicht

völlig opaken Titaneisen zurückzuführen ist. Die Erscheinung wird vielfach von winzigen Löchern und bisweilen von eigentümlich gestalteten Sprüngen begleitet, die Baufehler im Gitter vermuten lassen. Der bei dem Zerfall entstan-

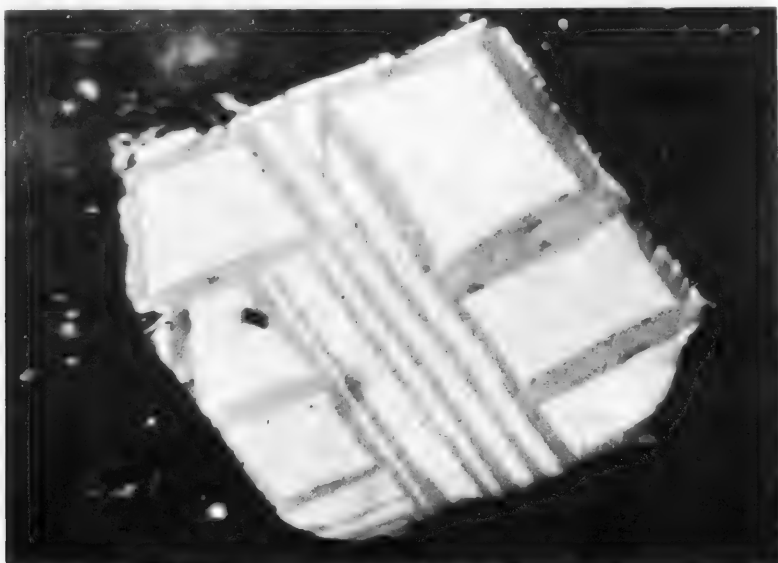


Abb. 6. Neuer Steinbruch. Sanidinnephelinit. Grob entmischter Titanomagnetit. Vergr. 550mal. Ölimmersion.

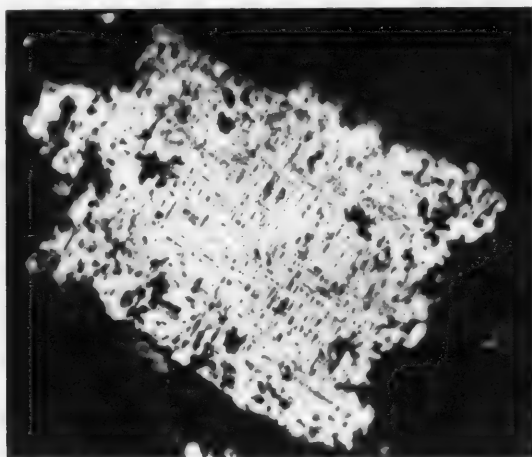


Abb. 7. Senke zwischen Katzenbuckel und Michelsberg. Tuff. Ungewöhnlich schönes Ilmenitskelett. Vergr. 300mal, Ölimmersion.

dene Magnetit unterscheidet sich von dem Titanomagnetit durch seinen wenig helleren Farbeindruck und das Fehlen des rötlichen Untertones. Der Ilmenitanteil beträgt etwa 50%. Meist sind derartig entmischte Titanomagnetite deszendente Einflüssen besonders stark ausgesetzt, wie Leukoxen-, Maghemit- und Brauneisenbildungen beweisen.

In manchen Anschliffen sieht man schöne Ilmenitskelette. Bei ihnen haben aufsteigende Lösungen das Magnetitfüllsel herausgelaut (Abb. 7). Fast ebenso

häufig konnten Negativformen von Ilmenitafeln im Titanomagnetit beobachtet werden, mitunter sogar unmittelbar neben Ilmenitskeletten.

*Verdrängungen.* Hier sind solche azsender und deszender Natur zu nennen.

Zur 1. Kategorie gehört die Umbildung in Eisenglanz bzw. Hämatit-Ilmenit und Pseudobrookit. Eine untergeordnete Rolle spielen gelegentliche Verdrängungen durch Pyrit oder Magnetkies, die auf die Tätigkeit  $H_2S$ -führender Thermen zurückzuführen sind und sich vorwiegend auf den Rand oder auf Spalten im Titanomagnetit beschränken.

Verwitterungsbedingter Entstehung sind Maghemit, Leukoxen, Nadeleisenerz und Rubinglimmer.

Eine Sonderstellung nehmen spätmagmatische Resorptionsprozesse ein. Es sind dies Bildungen von Ägirin, ferner von Glimmer, Augit und Hornblende, die gelegentlich den Titanomagnetit umwachsen und von ihm ein Teil ihrer Aufbaustoffe beziehen. Desgleichen kann Titanit so entstehen.

Daß auch der Magnetit als Verdränger auftritt, zeigen feinste maschenartige Verwachsungen mit Pyrit, die infolge Oxydation von der Tagesoberfläche her aus Magnetkies hervorgegangen sind. Sehr selten war Magnetit zusammen mit Rutil in Form weißer Fäden dem Ilmenit als Neubildung eingelagert, wobei die Kleinheit des Objektes allerdings keine sichere Diagnose erlaubte (s. unter „Ilmenit“).

#### b) Ilmenit.

*Verbreitung.* Mengenmäßig ist Ilmenit entschieden weniger verbreitet als Titanomagnetit. In einigen Sonderfällen kann er jedoch unter den Opakmineralien eine dominierende Stellung einnehmen, wie z. B. in dem schon erwähnten Amphiboltinguait, der syenitischen Randfazies, sowie in den aplitischen Bestandmassen des Natronshonkinits, und in anderen wiederum tritt er völlig zurück, wie das aus den grünen Tinguaiten des Alten Gemeindesteinbruches und dem glasigen Sanidinnephelinit NO vom Turm hervorgeht. Eine Ausnahme bilden auch Gesteine, welche vielfach pneumatolytisch beeinflusst sind, und in denen er nachträglich in Titanit ummineralisiert ist.

*Reflexionsverhalten und Chemismus.* Der Farbeindruck in Luft ist nicht viel von dem des Titanomagnetits verschieden. In Öl ist er besonders für E deutlich dunkler. Gegen Verwechselung mit Titanomagnetit schützen Reflexionspleochroismus und Anisotropie. Farbverschiedenheiten meist in Abhängigkeit vom Chemismus sind nicht selten. Häufig machen sich unentmischte oder submikroskopisch entmischte Eisenglanzgehalte durch ein stärkeres Reflexionsvermögen bemerkbar, während solche an Mg, Mn oder V dasselbe drücken. Letztere können auch nur auf schmale Randzonen des Titaneisens beschränkt sein. Bräunliche Ilmenite mit einem etwas dunkleren Farbton finden sich als stacheligartige Neubildungen im Zusammenhang mit der Leukoxenverdrängung des Titanomagnetits. Ferner möchte ich nicht versäumen, auf die spektrophographischen Untersuchungen von SCHRÖDER [32] hinzuweisen, der das Eintreten von Vanadium in alle titanhaltigen Mineralien der Katzenbuckelparagenese und besonders in Magnetit und Ilmenit nachwies. Unter anderem konnte er über 0,10% V in einem pneumatolytischen Ilmenit aus der pseudo-

brookitführenden Varietät des Natronshonkinites feststellen. Über das Vorkommen von Vanadium im Apatit vgl. ebenfalls [21].

*Struktur und relatives Alter.* Die Größe der Ilmenitkristalle im Sanidinnephelinit liegt meist unter 1 mm, während die im Natronshonkinit gelegentlich doppelt so groß werden können. Häufig treten tafelige Formen auf, auch solche von minimaler Dicke ( $1\mu$ ) mit fadenähnlichem Habitus. Untergeordnet finden sich isometrisch entwickelte Individuen und unregelmäßig gestaltete Körner, die nicht selten auf Resorption zurückzuführen sind. Bisweilen beobachtet man vereinzelte Zwillingslamellen parallel (10 $\bar{1}$ 1). Eine schöne Kornregelung sieht man in dem Amphiboltinguit aus dem Alten Gemeindesteinbruch, wo die Kristalle mit (0001) unter Andeutung von Kataklasten in die Fluidaltextur des Gesteines eingeregelt sind. Ein genauer Einblick in die Altersverhältnisse wird durch die große Kristallisationsfreudigkeit des Titaneisens erschwert, das des öfteren kastenförmig ältere Silikate umwächst (Abb. 8) oder in größeren, von letzteren durchspickten idiomorphen Individuen erscheint.

Im Sanidinnephelinit nimmt der Ilmenit innerhalb der Ausscheidungsfolge etwa die gleiche Stellung wie der Titanomagnetit ein, doch ist seine Abundanz zu Anfang recht minimal, wie aus den spärlich vertretenen mikroporphyrischen Einsprenglingen hervorgeht, welche die erste Generation repräsentieren. Ilmeniteinschlüsse in den Titanomagnetiten zeigen, daß Titaneisen zu den Frühausscheidungen zu rechnen ist. Mittelgroße Kristalle sind schon reichlicher vorhanden. Sie bilden den Übergang zur Grundmassegeneration, die anscheinend den Schwerpunkt der Auskristallisation darstellt. Hier tritt also im Gegensatz zum Titanomagnetit nur ein Maximum in der Ausscheidungskurve auf, welches relativ sanft ansteigt und in die Restphase des magmatischen Geschehens fällt.

Im Natronshonkinit findet sich infolge anderer p-t-Bedingungen analog zu dem Titanomagnetit nur eine Generation, die sich aus größeren und kleineren Kristallen zusammensetzt, deren Bildung wie im Sanidinnephelinit über einen längeren Zeitraum bis fast zu dem Ende der Erstarrung anhält.

Da der Ilmenit früh zu kristallisieren beginnt, kommt er als Einschluß in vielen jüngeren Silikaten vor, unter anderem in dem zum Teil noch später gebildeten Apatit, ferner im Pyroxen, Nephelin und Glimmer. Daß seine Verwachsung mit Augit auf „Entmischung“ beruhen kann, wurde schon erwähnt. Myrmekite mit Silikaten treten nur ganz vereinzelt auf und sind von untergeordneter Bedeutung.

Pneumatolytisch ist der Ilmenit in den Drusenräumen aplitischer Bestandmassen des Natronshonkinites auf der Höhe des Michelsberges [8] und der aus den Apatitnestern der pseudobrookitführenden Schlieren des Alten Gemeindesteinbruches [32].

*Entmischungen.* In der Regel sind die Ilmenite völlig homogen, was jedoch bei einem mehr oder weniger ausgeprägten Ergußgestein keinen Hinweis auf

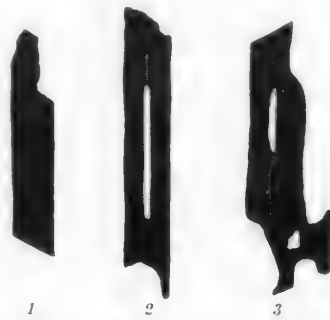


Abb. 8. Alter Gemeindesteinbruch. Natronshonkinit. Ilmenitleiten mit zum Teil kastenförmigem Habitus (2, 3). Vergr. 150mal.

deren chemische Zusammensetzung gibt. Nur in wenigen Fällen konnte Entmischung in Gesteinen aus dem Bereich des Alten Gemeindesteinbruches beobachtet werden, in denen sicher besondere physikalisch-chemische Bedingungen, so hohe Gehalte an leichtflüchtigen Bestandteilen eine Rolle gespielt haben. Hier bildete sich auch bei der Temperatur der heißen Gase durch Oxydation der Pseudobrookit, ein Prozeß, der sich unmittelbar an die Hämatit-Ilmenit-entmischung angeschlossen haben kann. Meist ist in den entmischten Hämatit-Ilmeniten das Verhältnis von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ :  $\text{FeTiO}_3 = 50:50$ , wobei Schwankungen nach beiden Seiten recht häufig, gelegentlich sogar in zonarer Anordnung in ein und demselben Individuum vorkommen. Im Zusammenhang damit läßt sich mitunter beobachten, daß der Kern „ilmenit“reicher als der äußere Teil ist. Wie man sieht, liegt also ein ganz beträchtlicher Eisenglanzgehalt vor, der sich wahrscheinlich nicht nur auf die „zufällig“ entmischten Kristalle beschränkt. Zur Bekräftigung dieser Annahme möge ich auf die Werte einer Ilmenitanalyse von FREUDENBERG (44,10  $\text{TiO}_2$ , 31,26  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 18,27  $\text{FeO}$ , 6,37  $\text{Mg}$ ) hinweisen, ohne dieselben als Beweis gelten zu lassen, da sie durch Umrechnung aus der Analyse eines recht ungewöhnlichen Katzenbuckelgesteines gewonnen wurden, das nur aus Sanidin, Apatit und Ilmenit besteht und zu den aplitischen Bestandmassen des Natronshonkinits zählt. Die optischen Eigenschaften der vorwiegend winzigen Entmischungskörperchen, die häufig feinlamellar oder diskenförmig parallel (0001) eingelagert sind, weichen merklich von denen der reinen Endglieder ab, was zum Teil darauf zurückzuführen ist, daß im  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  noch  $\text{FeTiO}_3$  enthalten ist und umgekehrt. Interessanterweise war auch einmal der Hämatit-Anteil auffallend schwach anisotrop. Ausgesprochen selten bilden die Entmischungskörper des Eisenglanzes zwei Generationen, wobei die erste ihrerseits wiederum entmischten Ilmenit enthalten kann.

Entmischtes Titaneisen wurde ebenfalls in einem zirkonhaltigen Graniteinschluß aus dem Juraton von der Freyaquelle festgestellt, wobei allerdings bemerkt werden muß, daß derartige in sauren Gesteinen sehr verbreitet ist.

Von welchen Faktoren die ziemlich oft variierenden Dimensionen der Entmischungskörper abhängen, ließ sich nicht ergründen. Bei einem Exemplar können sie relativ grob sein und in dem daneben liegenden sehr klein. Manchmal schien es, als ob die Größe der Entmischungskörper umgekehrt proportional der Korngröße wäre. Etwas Definitives läßt sich aber auch hier nicht sagen. Nicht immer hat die Entmischung das Individuum völlig erfaßt. Manchmal treten noch unregelmäßig fleckige Partien oder schmale Randzonen auf, die unentmischt sind. Stellenweise kann man bei etwas gröberer Entmischung beginnende Zerstörung des Lamellenwerkes unter selektiver Herauslösung der einen oder anderen Komponente beobachten. Hier dürfte das unterschiedliche Verhalten von Eisenglanz bzw. Ilmenit gegenüber zirkulierenden Lösungen, Verwitterungsvorgängen usw. von Bedeutung sein. Unter anderem können so ausgefrante Kornränder und im fortgeschrittenem Auslaugungsstadium merkwürdige, skelettähnliche und in sich aufgespaltene Formen entstehen.

Das Erscheinungsbild der Hämatit-Ilmenit-entmischung ist keineswegs nur auf selbständiges Titaneisen beschränkt. Grundsätzlich Ähnliches beobachtet man bei dem Hitzemartit teilweise oder restlos oxydierter Titanomagnetite, die vielfach auch Pseudobrookitbildung aufzuweisen haben.



*Verdrängungen.* Wie der Titanomagnetit unterliegt der Ilmenit Einflüssen, die spätmagmatische Veränderungen, pneumatolytische bis hydrothermale Nachwirkungen sowie deszendente Vorgänge umfassen.

Als spätmagmatischer bis pneumatolytischer Resorptionsprozeß ist die Umbildung des Ilmenits in Titanit unter Mitwirkung von Kalzium und Kieselsäure aufzufassen. Entsprechend dem hohen Brechungsindex ist das Reflexionsvermögen von Titanit beträchtlich. Der Farbeindruck in Luft ist hellgrau, etwas dunkler als der von Titanomagnetit. Reflexionspleochroismus und Anisotropie sind deutlich zu erkennen. Gelbliche bis schwach rötliche Innenreflexe. In Luft bei  $\pm$  Nicols und in Öl überhaupt nimmt das Reflexionsvermögen sehr stark ab bzw. verschwindet ganz. Die Kristalle neigen zur Idiomorphie, weshalb man fälschlicherweise den Titanit als Frühausscheidung deuten könnte, sind aber meist idioblastisch. Seltener sind xenoblastische Formen. Vorwiegend tritt Titanit in dem kontaktpneumolytischen Sanidinnephelinit des Alten Gemeindesteinbruches auf. Hier ist er teils als Sublimationsprodukt im weitesten Sinne des Wortes gebildet worden, teils aus Ilmenit und untergeordnet aus Titanomagnetit bei Zufuhr von Kalzium und Kieselsäure hervorgegangen, die beide z. B. auch durch Umwandlung des diopsidischen Pyroxens in Glimmer frei geworden sein können. Häufig enthält Titanit mehr oder weniger unregelmäßig gestaltete Ilmenitrelikte. Nicht so reichlich sind die des Titanomagnetits. Ferner findet sich Titanit im Theralith, in welchem seine Entstehung aus Ilmenit mehr spätmagmatischer Natur sein dürfte, wenn auch eine Beteiligung der Pneumatolyse keineswegs ausgeschlossen ist. Pneumatolytisch bis hydrothermal eingewandert ist er gelegentlich in Graniteinschlüsse, wie ein solcher vom Michelsberg und ein anderer aus der Gegend nördlich des Turmes zeigen.

Ebenfalls als spätmagmatische Prozesse zu werten sind besondere, schon bei Titanomagnetit angeführte Ägirin-, Augit- und Hornblendebildungen, die ebenso den Ilmenit als Stofflieferant in Anspruch nehmen können.

Exhalativer Natur ist das Oxydationsprodukt Pseudobrookit (s. unter „Pseudobrookit“).

Recht selten konnte eine auf Einwirkung von Schwefelwasserstoff beruhende Verdrängung durch Pyrit beobachtet werden.

In einem durch Augit porphyrischen Natronshonkinit nordöstlich des Katzenbuckels sind dem Ilmenit vielfach feine, häufig stark gekrümmte weiße Fäden eingelagert. Punktförmige Körperchen stellen wohl Querschnitte derselben dar. Ihr Farbton entspricht etwa dem O des Ilmenits. Ein dem Titaneisen gleichkommender Reflexionspleochroismus ist nicht vorhanden, d. h. bei Reflexion von E erkennt man diese Komponente am besten. Bei letzterer dürfte es sich um ein submikroskopisch feinkörniges Gemenge von Magnetit und Rutil handeln, eine Oxydationserscheinung, die möglicherweise an Sprünge gebunden ist, deren Entstehung auf einem lokalen kleintektonischen Vorgang beruht.

Auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind gelegentliche Umbildungen in Leukoxen. Solche in Nadeleisenerz sind ungewöhnlich und konnten nur bei Ilmenitentmischungslamellen des Titanomagnetits festgestellt werden (Abb. 17).

### c) Pyrit.

*Verbreitung.* Der vor 200 Jahren geprägte Ausdruck „Hanns in allen Gassen“ trifft auch für den Schwefelkies in den Gesteinen des Katzenbuckels zu, in denen

er in vielen Bildungsstufen fast überall zu finden ist. Verschieden ist nur sein quantitatives Verhalten, das beträchtliche Schwankungen aufzuweisen hat. Lokale Anreicherungen, die an Durchgasungszonen bzw. hydrothermal beeinflusste Gesteine gebunden sind, wechseln mit pyritarmen Partien ab. Eine Sonderstellung nimmt er, wie schon erwähnt, in vielen Tinguaiten ein, in welchen er unter den Erzen dominiert. In den aus dem kristallinen Grundgebirge stammenden Graniteinschlüssen kommt er ebenfalls vor.

*Reflexionsverhalten und Chemismus.* Die Eigenschaften können als normal bezeichnet werden und bedürfen keiner weiteren Erörterung. Eine besondere Erwähnung verdienen lediglich feinkörnige, gelartige Aggregate, bei denen der Farbton mehr in das Bräunliche des Melnikovits hinüberspielt. Es handelt sich dabei um deszendente aus Magnetkies entstandenen Pyrit, der vielfach innig mit Markasit oder Magnetit vergesellschaftet ist.

*Struktur und relatives Alter.* Die Korngröße variiert innerhalb weiter Grenzen, ist aber häufig kleiner als  $2\mu$ . Infolge seiner außerordentlichen Kristallisationsfähigkeit neigt der Pyrit stets zur Bildung idiomorpher, meist würfeligter Kristalle, was eine richtige Einordnung in die Altersfolge sehr erschwert. Zwischen dem Auftreten im Sanidinnephelinit einerseits und dem im Natronshonkinit andererseits bestehen prinzipiell keine wesentlichen Differenzen. In beiden Gesteinen kann man magmatische, exhalative und hydrothermale Bildungen sowie aszendente und deszendente Verdrängungen unterscheiden.

Ausgesprochen frühmagmatische Pyrite sind relativ selten. RAMDOHR [24] erwähnt sie in Form von Einschlüssen im Titanomagnetit des Natronshonkinit. Einen viel größeren Prozentsatz dürfte die magmatischen Pyrite schlechthin ausmachen, bei denen ein schwaches Ausscheidungsmaximum etwa vor der Kristallisation des Nephelins zu liegen kommt. Exhalativer bis hydrothermalen Natur sind Anreicherungen in postvulkanisch beanspruchten Gesteinspartien, so z. B. im Natronshonkinit von der Nordwand des Alten Gemeindesteinbruches. Mit letzteren Bildungen gehen des öfteren Verdrängungen Hand in Hand. Hier haben thermale schwefelbringende Lösungen den Titanomagnetit und Ilmenit, ferner Fe-reiche Silikate wie den Ägirin unter geringfügiger Pyritisierung angegriffen. Auch ein kleiner Teil des Magnetkieses dürfte so umgewandelt worden sein. Zweifellos hydrothermal ist auch der Schwefelkies eines Zeolithgängchens aus dem Sanidinnephelinit des Neuen Steinbruches.

Bedingt durch seine Stellung innerhalb der Kristallisationsfolge findet sich Pyrit als Einschuß im Apatit und Titanomagnetit, sehr selten im Pyroxen, häufig im Nephelin und gelegentlich im Glimmer.

Auffällig ist sein reichliches Vorkommen im Nosean. Manchmal treten noch Kupfer- und Magnetkies hinzu, die in Einzelfällen auch einmal überwiegen oder allein auftreten können. Es handelt sich dabei meist um feine, wolkige Durchstäubungen, die vielfach auf das Zentrum beschränkt sind und sich dem Zonenbau des Noseans anpassen. Ähnliches konnte ebenfalls im Hauyn des Nephelinites von Neckarbischofsheim beobachtet werden. Wesentlich seltener sind prachtvolle entmischungsskelettartige Einlagerungen parallel (100), wie sie in dem neosanführenden Sanidinnephelinit des alten Schurfes südlich von dem Gasthaus „Zur Turmschenke“ und in einem Tinguaitporphyr mit hypokristalliner Grundmasse vom Westabhang des Katzenbuckels (Handstück aus der Sammlung

des Mineral.-Petrograph. Inst.) vorkommen (Abb. 9). Letzterer ist sicherlich mit dem noseanitähnlichen Nephelinaugitporphyr FREUDENBERGS identisch. Hier sind es mehr oder weniger winzige Pyritkörnchen, die kettenartig aneinander gereiht sind. Des öfteren finden sich Störungen, welche dann den Übergang zu unregelmäßig wolkenartigem Auftreten bilden. Ob es sich im Nosean bzw. Hauyn um eine wirkliche Entmischung in ihrer eigentlichen Bedeutung handelt, ist fraglich, wenn nicht unwahrscheinlich. Denkbar wäre die Annahme, daß etwa am Ende der frühmagmatischen Periode durch Temperaturanstieg bis nahe an die Grenze der Wiederauflösung neben einer Resorption auch eine Ausschei-

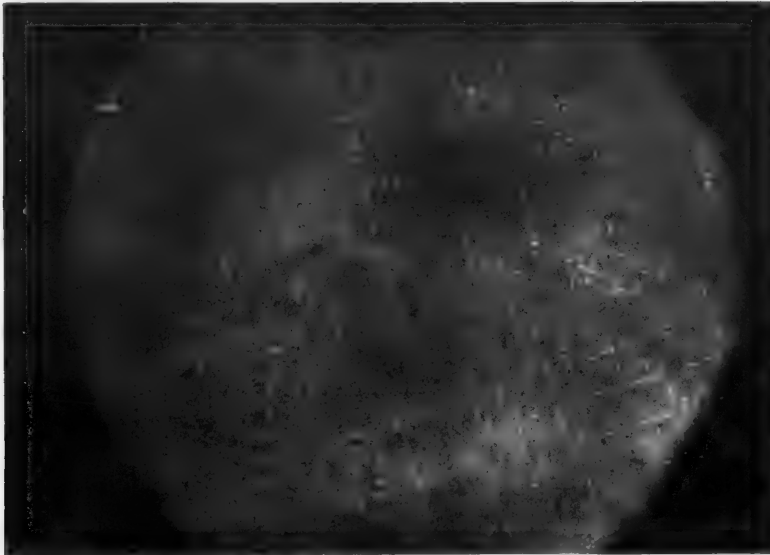


Abb. 9. Katzenbuckel, Westabhang. Tinguaitporphyr. Feine entmischungsskelettartige Einlagerung von Pyrit parallel (100) im Nosean. Vergr. 450mal.

dung von Schwefel erfolgte, der ursprünglich in Form isomorph beigemengten Lasursteinmoleküls vorgelegen haben dürfte. Bei Reaktion mit gleichfalls ausgeschiedenem, zuvor in fester Lösung enthaltenem Eisen und Kupfer kam es zur Bildung von Pyrit, Magnet- bzw. Kupferkies, die zunächst extrem fein waren, dann aber zum Teil durch Sammelkristallisation mikroskopische Größe erreichten. Somit scheint es sinnvoll, von einer „peritektischen“ *Pseudo-Entmischungsstruktur* zu sprechen, wobei man peritektisch im weitesten Sinne des Wortes auslegen möchte. Ähnliches beschreiben HAWLEY u. HEWIT [10] beim Teilerfall von Rotnickelkies in Rotnickelkies + Maucherit unter Arsenverlust.

Entmischungen im Pyrit kommen nicht vor.

*Verdrängungen.* Als aktiver Verdränger spielt der Schwefelkies eine wesentliche Rolle, wobei aszendente und deszendente Vorgänge zu unterscheiden sind. Auf  $H_2S$ -Zufuhr sind bei Titanomagnetit und Ilmenit die Ausheilungen von Rissen und die Filme auf Kornrändern zurückzuführen. Ähnliches sieht man gelegentlich auch bei Fe-reichen Silikaten wie z. B. dem Ägirin. Ferner gehört zum Teil die Umbildung von Magnetkies in Pyrit hierher, also ein Prozeß, der

deszendenter noch viel verbreiteter ist. Im letzteren Fall entsteht neben Schwefelkies vielfach Markasit und mitunter Magnetit und im weiteren Verwitterungsverlauf Brauneisen.

Ist der Pyrit längere Zeit den Atmosphärien ausgesetzt, so wird er pseudomorph von Nadeleisenerz oder Rubinglimmer abgeformt. Bisweilen treten beide Brauneisenkomponenten nebeneinander auf (Abb. 18).

#### d) Magnetkies.

*Verbreitung.* Magnetkies findet sich mehr oder weniger in annähernd allen Gesteinen des Katzenbuckels, ist jedoch bei weitem nicht so häufig wie z. B. Pyrit. Eine ausgesprochene Anreicherung liegt im Theralith und in der leider nicht verfügbaren, von NIELAND [17] beschriebenen Magnetkiesknolle vor. Viel beobachtet man ihn auch im Augitsyenit und lokal im kontaktnahen Sanidinnephelin der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches. Hydrothermal eingewandert ist er anscheinend zusammen mit Ägirin in einen Graniteinschluß von der Freyaquelle.

*Reflexionsverhalten.* Bemerkenswert ist nur der xenomorph lappige Magnetkies des Theraliths, bei welchem man bei sorgfältiger Beobachtung zwei Komponenten mit ähnlichem optischen Schema sieht, nämlich den quantitativ vorwiegenden dunkleren  $\alpha$ - und den helleren  $\beta$ -Anteil (nach Definition von SCHOLZ [31]). Letzterer, der sich im besonderen randlich findet, besitzt gegenüber ersterem geringeren Reflexionspleochroismus, so daß die Unterschiede in der Stellung der schwächsten Reflexion am deutlichsten sind.

*Struktur und relatives Alter.* Im Theralith unterscheiden wir 3 Generationen:

1. Tröpfcheneinlagerungen im Augit und Feldspat.
2. Idiomorphe tafelige Kristalle zum Teil als Einschluß in Silikaten.
3. Xenomorph lappige Körner von oft beträchtlicher Größe (bis 1 mm).

Tröpfcheneinlagerungen lassen sich relativ selten beobachten, sind jedoch immer noch häufiger als beispielsweise bei dem Titanomagnetit. Die Frühausscheidung von Kristallen ist schon allgemeiner, wenn auch durchaus nicht gewöhnlich. Weitaus die Hauptmasse des Magnetkieses bildet die 3. Generation, die als Spätausscheidung zu betrachten ist. Sie ist des öfteren mit Kupferkies in Gestalt von Einschlüssen, Spaltenfüllungen oder randlich aufsitzenden Körnern verwachsen. Gelegentliche Einschlüsse von hochtemperierter Zinkblende mit kleinen, an der Grenze der Sichtbarkeit liegenden Kupferkiesentmischungskörperchen deuten hier auf Temperaturen zwischen 450° und 500°. Nach Ansicht von NIELAND [17] dürfte die 3. Generation unter dem Einfluß der Gasphase entstanden haben. Vielleicht ist die oben beschriebene „Entmischung“ unter ihrer Mitwirkung entstanden.

Ungeachtet der Tatsache, daß beim Theralith besondere genetische Verhältnisse vorgelegen haben müssen, läßt sich die eben genannte Altersfolge mit Reserve auf die übrigen Gesteine des Katzenbuckels übertragen. Hier sind es vor allem örtliche Abweichungen, welche aus dem generellen Rahmen herausfallen, die aber bei der wechselnden Ausbildung des Natronshonkinits und des Sanidinnephelinit zu erwarten sind. So kann es vorkommen, daß Tröpfcheneinlagerungen vorherrschen, wie das beim Augitsyenit der Fall ist, oder idio- bzw. allotriomorphe Individuen bevorzugt werden, eine Erscheinung, die wohl letzten Endes

auf dem Einwirken leichtflüchtiger Bestandteile beruht, die den Magnetkies kürzere oder längere Zeit in Lösung gehalten haben.

Exhalativer bis hydrothermalen Herkunft sind lokale Imprägnationen im Sanidinnephelinit der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches, die jetzt aber zum Großteil deszendiert umgeformt sind.

Idiomorphe Kristalle hydrothermalen Ursprungs treten zusammen mit milchkakaofarbenen phosphorsauren Absätzen in schlauchartigen Hohlräumen in der Mitte eines 2 cm mächtigen Tinguaitanges aus dem Alten Gemeindesteinbruch auf.

In den Gesteinen des Katzenbuckels konnten Magnetkieskügelchen außer in dem schon erwähnten Augit und Feldspat noch im Nephelin beobachtet werden. In dem frühzeitig ausgeschiedenen Apatit wurden sie, vielleicht nur zufällig, nicht gesehen. Im Nephelinbasanit des Steinsberges bei Sinsheim fanden sich solche im Titanomagnetit und Olivin.

Auf das gelegentliche Vorkommen von FeS im Nosean wurde schon unter „Pyrit“ hingewiesen.

*Verdrängungen.* Im allgemeinen spielen Umbildungen ascendenter und deszendenter Natur beim Magnetkies eine nicht unwesentliche Rolle, was im besonderen für die 3. Generation gilt. Nimmt im Verlauf des Bildungs-

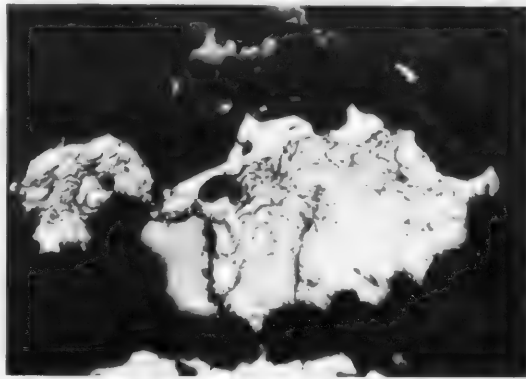


Abb. 10. Alter Gemeindesteinbruch, S.-W.-Ecke. Pneumatolytisch beeinflusster Sanidinnephelinit. Gelpyrit (weiß), Kupferkies (reinweiß) und Titanomagnetit (hellgrau). Vergr. 150mal.

prozesses die Schwefelkonzentration zu, so erfolgt Verdrängung durch Pyrit. Viel häufiger ist ein ähnlicher Vorgang im Bereich der atmosphärischen Verwitterung. Es entstehen mehr oder weniger feinkörnige, mitunter ausgesprochen gelartige Pyritaggregate (Abb. 10), die meist mit Markasit bzw. Magnetit innig verwachsen sind. Was den bisweilen relativ groben Markasit anbelangt, so bevorzugt derselbe des öfteren die randlichen Partien. Auch tritt er gelegentlich linealförmig in Gestalt eines roh geordneten Körneraggregats parallel (0001) des ursprünglichen Magnetkieses auf. Sogenannte „birds eye“-Strukturen und verwandte Gebilde lassen sich vielfach beobachten. Bei stärkerer Sauerstoffzufuhr bildet sich manchmal Eisenglanz und im weiteren Verwitterungsverlauf entstehen Rubinglimmer und Nadeleisenerz, wobei nicht selten die Spaltbarkeit parallel (0001) sichtbar wird. Zum Rubinglimmer möchte ich bemerken, daß derselbe mitunter einen ausgesprochen bläulichen Farbton besitzt. Vielleicht ist dieser mit der von SMITHERINGALE [34] beschriebenen „blauen“ Brauneisenvarietät identisch.

Ebenfalls kann der Magnetkies als aktiver Verdränger von Bedeutung sein, wie eindeutig aus dem Sanidinnephelinit von der Gaffsteinspitze hervorgeht, in welchem FeS einen entmischten Titanomagnetit unter relikartiger Erhaltung des Ilmenits verdrängt hat. Ferner sieht man in den Gesteinen des Katzen-



buckels ganz lokal einmal den Magnetkies als Verheilung von Spalten und als Zement auf Korngrenzen des Titanomagnetits.

e) *Kupferkies.*

*Verbreitung.* Kupferkies ist in den Gesteinen des Katzenbuckels recht verbreitet. Mengenmäßig gesehen steht er etwa zwischen Pyrit und Magnetkies. Anreicherungen sind wie zum Teil bei den letzteren an Zonen pneumatolytisch-hydrothermalen Tätigkeit geknüpft. In einem Graniteinschluß aus dem Juraton von der Freyaquelle konnte Kupferkies ebenfalls festgestellt werden.

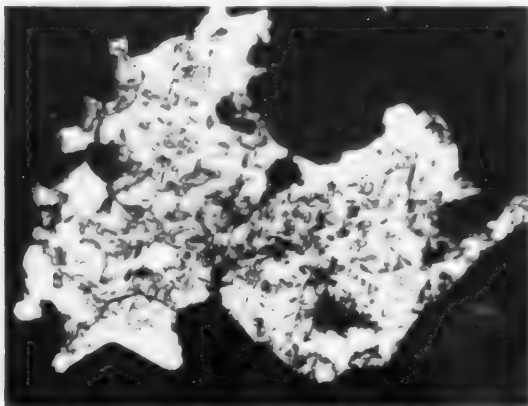


Abb. 11. Alter Gemeindesteinbruch, S.-W.-Ecke. Pneumatolytisch beeinflusster Sanidinnephelinit. Kupferkies mit Markasiteinlagerungen parallel (100). Vergr. 350mal. Ölimmersion.

*Struktur und relatives Alter.*

Die Korndimensionen sind meist mikroskopisch klein, können aber gelegentlich bei pneumatolytischen Bildungen makroskopische Größe (0,2 mm) erreichen. Als Frühausscheidung in Kugelform wurde Kupferkies nirgends beobachtet. Dagegen findet er sich häufig als typische Spätbildung in isometrischen Körnern in der Grundmasse und allotriomorph als Zwickelfüllung zwischen den Silikaten. Verglichen mit Magnet- und Schwefelkies ist er also später auskristallisiert. Auf Durchgasung ist sein reichliches Auftreten zusammen mit Magnetkies im Sanidinnephelinit der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches zurückzuführen. Dasselbe schließt sich dem Erscheinungsbild des Einzelindividuums nach weitgehend an die vorher genannte Gruppe der Spätausscheidungen an. Besonders erwähnenswert ist hier eine feine unregelmäßige Durchstäubung der Grundmasse. Im Kupferkies mitunter enthaltende Valleritkörperchen deuten auf hohe Entstehungstemperaturen hin ( $\approx 250^\circ$ ).

Hydrothermal kommt er in einem Zeolithgänglichchen des Sanidinnephelinites vom Neuen Steinbruch vor.

Kupferkieseinschlüsse wurden nur in den leukokraten Komponenten Nephelin und Nosean gesehen. Über die Pseudoentmischung des letzteren wurde schon unter „Pyrit“ berichtet.

*Orientierte Verwachsungen bzw. Entmischungen.* In dem oben erwähnten Sanidinnephelinit sind bisweilen dem Kupferkies mehr oder weniger regelmäßig parallel (100), also parallel dem Pseudowürfel, Markasitspindeln eingelagert (Abb. 11). Zu einem kleinen Teil mag es sich dabei um Pyrit handeln. Möglicherweise stellten dieselben ursprünglich einmal Vallerit oder Chalkopyrrhotin dar und sind vielleicht auf dem Umweg über Magnetkies in Markasit umgewandelt worden.

*Verdrängungen.* Aszendente scheint Kupferkies gelegentlich durch Bornit verdrängt zu werden. In den weitaus meisten Fällen sind aber die beiden mit-

einander verwachsenen Erze praktisch gleichalt. Deszendente bildet sich unter dem Einfluß der Atmosphären vor allem Brauneisen, sehr selten finden sich Kupferglanz und Covellin.

Ob es sich bei dem in Durchgasungszonen randlich auf Titanomagnetit und Ilmenit aufsitzenden Kupferkies um aktive Verdrängungen handelt, ist fraglich, aber immerhin denkbar.

#### f) Bornit.

*Verbreitung.* In weniger als 10% aller untersuchten Gesteinsproben kommt Bornit in vereinzelt Körnchen vielfach vergesellschaftet mit Kupferkies vor. Eine gewisse Bevorzugung des Natronshonkinit ist zu beobachten.

Die von GILBERT [9] festgestellte Antipathie gegen Magnetkies kann im wesentlichen bestätigt werden. Jedenfalls treten beide Mineralien unter gleichen Entstehungsbedingungen nebeneinander nicht auf. Im Sanidinnephelinit der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches wurden Bornit und Magnetkies einmal als Produkte verschiedener Bildungsperioden in engerer Nachbarschaft vorgefunden. Das Buntkupfererz steckte als Einschluß in einem Titanomagnetit und war sicherlich älter als der pneumatolytisch-hydrothermal angereicherte Magnetkies.

*Struktur und relatives Alter.* Als Frühausscheidung in Tröpfchenform konnte Bornit nur sehr selten im Apatit gefunden werden. Ebenfalls zu dieser Kategorie im weiteren Sinne zu zählen ist der schon genannte Einschluß im Titanomagnetit. Weitaus häufiger sind Verwachsungen mit Kupferkies, in denen beide Erze vielfach das gleiche Alter zu haben scheinen. Hydrothermal ist der Bornit in einem Zeolithgängen des Sanidinnephelinit vom Neuen Steinbruch.

*Verdrängungen.* Deszendente wird Buntkupfererz nur gelegentlich in Kupferglanz und Covellin umgebildet. Auf die Möglichkeit einer aszendenten Verdrängung des Kupferkieses durch Bornit wurde schon hingewiesen.

Das Vorkommen von Zinkblende im Magnetkies des Theraliths und das des Valleriits im Kupferkies des Sanidinnephelinit der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches wurden bereits beschrieben und bedürfen keiner weiteren Erörterung. Interessant ist das Auftreten eines auf den ersten Blick an Vallerit erinnernden Opakminerals im Natronshonkinit. Dasselbe wurde im Laufe der Untersuchungen nur einmal in Form kompakter Massen als Zwickelfüllung oder in Anreicherung kleiner xenomorpher Körner zusammen mit idiomorphem Apatit beobachtet. Der Farbeindruck in Luft und Öl ist schmutzig gelbbraun bzw. lederfarbig. Das Erz ist kaum anisotrop. Wahrscheinlich handelt es sich um Chalkopyrrhotin.

#### g) Eisenglanz.

*Verbreitung und genetische Stellung.* Als pneumolytisches bis hydrothermales Zersetzungsprodukt des Titanomagnetits und anderer Eisenminerale, gelegentlich unter mäßigem Stofftransport entstanden, findet man den häufig mit Pseudobrookit vergesellschafteten Eisenglanz, dessen fein verteiltes Auftreten mitunter die rötliche Verfärbung des Gesteines erklärt. Möglicherweise beruht die Martitisierung, d. h. die Umwandlung des Titanomagnetits in Hämatit, bisweilen auch nur auf einer Änderung der physikalisch-chemischen Bedingungen während des Abkühlungsvorganges. Desgleichen kann sie des öfteren durch nachträgliche Röstung zustande gekommen sein (Erhitzungsmartitisierung). Sauerstoff wurde in jedem Fall benötigt, war aber meist beschränkt und ungleichmäßig vorhanden, wodurch sich die unregelmäßige und lokal so verschiedene Ausbildung der

Martitisierung bzw. Hitzemartitisierung herleitet. Selten hat man den Eindruck einer gleichbleibenden Sauerstoffzufuhr, die derart in Erscheinung treten kann, daß im Sanidinnephelinit die Titanomagnetite der 2. Generation völlig in Eisenglanz umgewandelt worden sind, während die der ersten nur eine Teiloxydation aufzuweisen haben. Supergene Bildungen spielen eine relativ untergeordnete Rolle.

*Reflexionsverhalten und Chemismus.* Von dem Normalen abweichende Eigenschaften sind häufig. Gehalte an  $\text{FeTiO}_3$ -Molekül machen sich durch niedrigeres Reflexionsvermögen und höheren Reflexionspleochroismus bemerkbar. Sie sind besonders beim Hitzemartit von Bedeutung, an welchem man verschiedene Farbnuancen zwischen reinem Ilmenit und reinem Hämatit beobachten kann.

*Erscheinungsbild.* 1. Martitisierung. Im typischen Fall folgt die Martitbildung den Oktaederflächen des Titanomagnetits. Gelegentlich kann man auch völlig ungleichmäßiges, wolken- bis schimmelartiges Vordringen feststellen, welchem die oft in demselben Individuum vorkommende Umbildung in Maghemit und Rubin- glimmer ganz ähnlich ist. Bei sehr feiner Verwachsung dieser Komponenten kann eine Unterscheidung unter dem Mikroskop sehr schwierig, wenn nicht unmöglich werden. Manchmal hat der Eisenglanz praktisch den gesamten Titanomagnetit verdrängt, ohne jedoch die Orientierung der Ilmenitentmischungslamellen zu stören, wie z. B. bei dem limonitisierten Sanidinnephelinit von der oberen Weg- gabelung Turmstraße-Rundweg und einem Tuff W vom Michelsberg. Erfolgte die Bildung bei hohen Temperaturen wie bei der pseudobrookitführenden Varietät des Natronshonkinites rechts vom Eingang des Alten Gemeindesteinbruches, so entstanden schöne basale Eigenglanztäfelchen meist in regellosen Haufwerken zu- sammen mit Pseudobrookit an Stelle der alten Titanomagnetite (Abb. 12). Wenige Male schien das relikthartige Auftreten des Hämatits auf Reduktion hinzuweisen, eine sonst recht häufige Erscheinung im vulkanischen Geschehen.

2. Hitzemartitisierung. Diese Bezeichnung wendet RAMDOHR [24] für Fälle an, in denen die Martitisierung durch nachträgliche Erhitzung des Magnetits bei gleichzeitiger Oxydation erfolgt ist. In Gestalt eines reinen Eisenglanz- lamellenwerkes kann sie völlig dem Bild der gewöhnlichen Martitisierung ent- sprechen. Vielfach unterscheidet sie sich aber von derselben dadurch, daß ihre Lamellen relativ breiter sind und Hämatit-Ilmenit darstellen, welcher nicht selten dazu noch entmischt ist. Der Vorgang ist der, daß der Titanomagnetit oxydiert wird, und daß das entstandene Hämatit-Molekül von den Ilmenitentmischungs- leisten, die entweder schon vorhanden gewesen sind oder sich nachträglich durch die erneute Erwärmung gebildet haben, zu Hämatit-Ilmenitmischkristallen gelöst wird. Dabei wird der Ilmenit immer heller, und bei vollständiger Oxydation des Magnetitanteils ist der Farbton dem des Eisenglanzes zum Verwechseln ähn- lich. Des öfteren kann man noch Entmischung beobachten, wie z. B. bei dem roten, durch Augit porphyrischen Sanidinnephelinit von der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches, in welchem sich der restlos hitzemartisierte und hier mehr oder weniger grob rekristallisierte Titanomagnetit außer durch die alte Kristallform nicht mehr von entmishtem Titaneisen unterscheiden läßt.

3. Oxydierte Ferrosilikate. Von den Umwandlungsvorgängen, auf welchen die Bildung des Eisenglanzes beruht, bleiben natürlich auch die Silikate nicht verschont. Nephelin, Nosean, Olivin u. a. werden rötlich verfärbt. Besonders auffällig ist die Oxydation des Ferroeisens beim Olivin. Das entstandene Ferri-

eisen kann als gitterfremde Komponente ausgeschlossen werden und in Gestalt von Eisenglanzschüppchen in Erscheinung treten. Letztere bilden mitunter infolge Sammelkristallisation „corona“-ähnliche Formen. Ein unter Umständen annähernd gleiches Bild werden Fremdeinschlüsse von ehemaligem Titanomagnetit liefern. Bisweilen wurde auch der Silikatanteil unter Zurücklassung des Hämatits herausgelaugt, welcher meist randlich konzentriert noch die alten Olivinkonturen erkennen läßt (vgl. [5]). Eine recht interessante, von LATTERMANN näher untersuchte Umwandlung, die ebenfalls auf der Oxydation des Eisenoxyduls beruht, zeigt der diopsidische Augit, der von Graugrün über Grüngelb bis Schwefelgelb alle möglichen Farbstufen durchläuft.

4. „Selbständiger“ Eisenglanz. Unter dieser Bezeichnung möchte ich Formen verstehen, deren Auftreten in keinem Zusammenhang mit einem primären Eisenmineral steht, bei denen also Stofftransport stattgefunden hat. Es sind dies größere idiomorphe Tafeln, fein disperse oder ringförmige Bildungen und winzige Körnchen. Sie finden sich gelegentlich auf Blasenräumen und Gaskanälen nestartig angereichert.

5. Aktive deszendente Verdrängungen. Bei starker Sauerstoffzufuhr entsteht aus Magnetkies zusammen mit Pyrit Eisenglanz. Bemerkenswert ist der blaue Farbton, den der Hämatit neben den gelben Sulfiden besitzt. Ebenfalls zu nennen ist die Verdrängung des Maghemits durch Eisenglanz, die nicht selten mit einer solchen durch Rubinglimmer bzw. Nadeleisenerz verbunden ist. Passive Verdrängungen durch Brauneisen unter dem Einfluß der Atmosphärien spielen nur ganz gelegentlich eine Rolle. Werden z. B. martitisierte Titanomagnetite mit Ilmenitentmischung von Nadeleisenerz verdrängt, wie das in dem limonitisierten Sanidinnephelinit von der oberen Weggabelung Turmstraße-Rundweg und einem Tuff W vom Michelsberg der Fall ist, so zeigt sich der Eisenglanz, der vielfach reliktiert erhalten ist, als besonders verwitterungsbeständig. Daß er trotzdem zerstört und selektiv weggelöst wird, dürfte nur zum Teil deszendente und sonst eher aszendente zu werten sein (vgl. Ilmenit).

#### *h) Pseudobrookit.*

*Verbreitung und genetische Stellung.* Das Vorkommen des Pseudobrookits in den Gesteinen des Katzenbuckels ist keineswegs auf die pseudobrookitführende Varietät des Natronshonkinits rechts vom Eingang des Alten Gemeindesteinbruches beschränkt. Vorwiegend im Bereich des Michelsberges kann man den Pseudobrookit vielfach zusammen mit Eisenglanz in durchgasten oder gerösteten Gesteinspartien beobachten, in denen er als Oxydationsprodukt von Titanomagnetit und Ilmenit entweder an Ort und Stelle oder unter mäßigem Stofftransport entstanden ist. Letzteres wird man in Fällen relativer Anreicherung und in solchen anzunehmen haben, in welchen kleinere selbständige Pseudobrookitkristalle auftreten, ohne daß jedoch die übrigen Mineralkomponenten Veränderungen aufweisen, die auf stärkere oxydative Einwirkung schließen lassen.

*Chemismus und Reflexionsverhalten.* Von ERNST [7] wurde das System  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$  einer Überprüfung unterzogen, welche ergab, daß das Teilsystem  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{TiO}_2$  zweifach eutektisch ist mit der Verbindung Pseudobrookit  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{TiO}_2$ , welche bei der Schmelztemperatur (etwa  $1500^\circ$ ) eine weitgehende Löslichkeit für  $\text{TiO}_2$  (s. auch [23]), etwa bis zur Zusammensetzung  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$  und eine begrenzte für  $\text{FeO}$  besitzt. Somit bildet also der Pseudobrookit bei

sehr hohen Temperaturen einen Mischkristall der beiden Endglieder  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{TiO}_2$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{TiO}_2$ . Das Eutektikum zwischen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und Pseudobrookit liegt bei etwa 20—30 Gew.-%  $\text{TiO}_2$  und zwischen Pseudobrookit und  $\text{TiO}_2$  bei etwa 60 Gew.-%  $\text{TiO}_2$ . Bei niederen Temperaturen nimmt die Löslichkeit für  $\text{TiO}_2$  stark ab, so daß extrem Ti-reiche Pseudobrookite in der Natur kaum eine große Rolle spielen dürften. ERNST stellt fest, daß die Formel des Pseudobrookits durch  $(\text{Fe}^{\text{III}}, \text{Fe}^{\text{II}}, \text{Ti}^{\text{IV}})_2\text{TiO}_5$  wiedergegeben werden müsse.

LATTERMANN [12], dem das Verdienst zukommt, als erster das Pseudobrookitvorkommen am Katzenbuckel entdeckt zu haben, gibt folgende Analysenresultate an:

	I	II	Mittel
$\text{TiO}_2$ . . . . .	46,62	46,96	46,79
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	48,68	48,61	48,64
$\text{MgO}$ . . . . .	4,49	4,57	4,53
Summe . . . . .	99,79	100,14	99,96

Das Auftreten von Mg, das im übrigen noch von anderen Lokalitäten her bekannt ist, macht es wahrscheinlich, daß neben zweiwertigem Eisen auch Magnesium in die Formel des Pseudobrookits eintreten kann\*.

*Mit der temperaturbedingten Änderung der chemischen Zusammensetzung ist ebenfalls eine solche der optischen Eigenschaften verbunden.* Unter Berücksichtigung des Oxydationsgrades des umgebenden Gesteinsmaterials, wobei mit aller Reserve unter anderem die Verfärbung des Augits einen gewissen Rückschluß auf die Bildungstemperatur des Pseudobrookits erlaubt, möchte ich erzmikroskopisch 4 Varietäten unterscheiden, die mehr oder weniger durch Übergänge miteinander verbunden sind.

Varietät 1 stammt aus der pseudobrookitführenden, grobkörnigen Abart des Natronshonkinits rechts vom Eingang des Alten Gemeindesteinbruches. Die rötliche oder violette Farbe, die schon beschriebenen weingelben Augite und das Vorkommen von Apatitnestern sind für das Gestein charakteristisch. Bisweilen sind auch die Nepheline völlig zersetzt und haben ein kreibiges Aussehen angenommen. Der Oxydationsgrad ist relativ hoch. Titanomagnetit und Ilmenit sind restlos in Eisenglanz und Pseudobrookit umgewandelt worden. Meist liegen letztere in regellosen Haufwerken als Pseudomorphosen nach Titanomagnetit vor (Abb. 12). Weniger häufig sind rundliche bis idiomorphe Pseudobrookitkörner an Stelle von Ilmenitentmischungsleisten parallel (111) im ehemaligen Titanomagnetit (Abb. 13). Des öfteren sieht man schöne selbständige Kristalle, die entweder auf Stofftransport beruhen oder Pseudomorphosen nach Titaneisen darstellen. Der Chemismus dieser Varietät dürfte etwa der oben angeführten Analyse von LATTERMANN, deren Material seinerzeit aus derselben Gesteinsart gewonnen wurde, und damit unter Vernachlässigung von MgO ungefähr der Zusammensetzung  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{TiO}_2$  entsprechen.

\* Zufolge einer neueren russischen Arbeit, auf die mich Herr Prof. RAMDOHR während des Druckes aufmerksam machte, haben  $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ , das aus einer Hochofenschlacke isolierte  $\text{Ti}_3\text{O}_5$ , die Verbindungen  $\text{Ti}_2\text{MgO}_5$  und  $\text{Al}_2\text{TiO}_5$  gleiche oder sehr ähnliche Struktur! RUSAKOW, A. A. und SHDANOW, G. S.: Die Kristallstruktur und die chemische Formel des Titanoxyds  $\text{Ti}_3\text{O}_5$  (Anosowit). Doklady Akademii Nauk UdSSR 1951, 77, 411—414.



Farbeindruck in Luft grau, in Öl dunkelgrau. schwach anisotrop, massenhaft rote bis gelbe Innenreflexe.

Varietät 2 wurde in einem roten, durch Augit porphyrischen Sanidinnephelinit in der S.-W.-Ecke des Alten Gemeindesteinbruches gefunden. Der Oxydations-

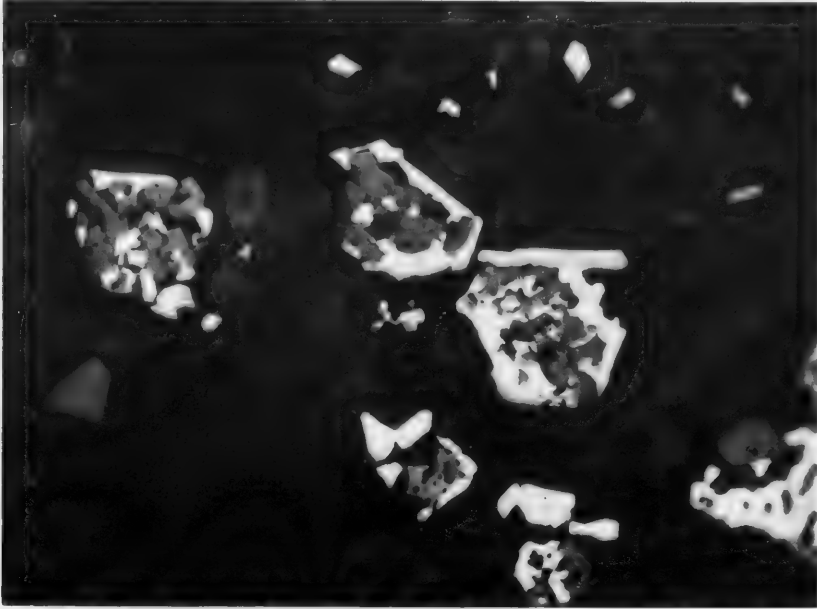


Abb. 12. Alter Gemeindesteinbruch, rechts vom Eingang. Pseudobrookitführende Varietät des Natronshonkinites. Pseudomorphosen von Eisenglanz (weiß) und Pseudobrookit (grau) nach Titanomagnetit. Vergr. 350mal, Ölimmersion.

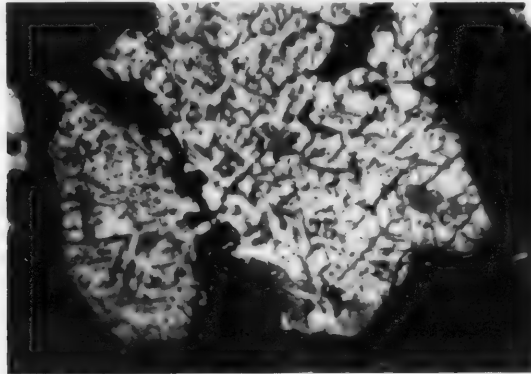


Abb. 13. Alter Gemeindesteinbruch, rechts vom Eingang. Pseudobrookitführende, stark zersetzte Varietät des Natronshonkinites. Pseudomorphose von Eisenglanz (weiß) und Pseudobrookit (grau) nach entmischtem Titanomagnetit. Vergr. 150mal.

grad ist hier offensichtlich geringer, wofür die nicht oder kaum verfärbten Pyroxene und der Erzbestand Zeugnis ablegen. Rundlich oder unregelmäßig gestaltete und des öfteren entmischte Hämatit-Ilmenitkörner kommen zusammen mit etwas Pseudobrookit meist in Pseudomorphosen nach idiomorphem

Titanomagnetit vor. Eine gewisse Sonderkategorie stellen die mikroporphyrischen Titanomagnetiteinschlüsse in den Augiten dar. Hier hat sich, offenbar geschützt durch den Pyroxenpanzer, die Oxydation nicht voll auswirken können, was die vielfach erhaltenen braunrosa Titanomagnetitpartien beweisen, die im übrigen viele Sprünge besitzen. Ferner beobachtet man kurze, dickliche Ilmenitentmischungsleisten, die fast immer in Hämatit-Ilmenit oder Pseudobrookit übergeführt sind. In äußeren Teilen dieses durchgasten und gerösteten Gesteines hat die Oxydationswirkung schnell an Kraft verloren, wie die immer reichlicher auftretenden Titanomagnetitrelikte im Hämatit-Ilmenit zeigen.

Farbeindruck in Luft hellgrau nach grau, in Öl schwach dunkelgrau, sehr schwach reflexionspleochroitisch (Öl), anisotrop, rote bis gelbe Innenreflexe in wechselnder Quantität.

Varietät 3 tritt schlechthin in pneumatolytisch-hydrothermal beeinflussten oder kontaktmetamorphen, meist wenig verfärbten Gesteinen auf, z. B. auch in dem gerösteten Sanidinnephelinit\* rechter Hand vom Eingang an der Ostseite des Neuen Steinbruches. In ihnen kann zwar der Augit einen leicht grünlich-gelben Ton angenommen haben, dagegen sind der Titanomagnetit und der Ilmenit zum großen Teil erhalten, was auf einen niedrigen Oxydationsgrad und verhältnismäßig geringe Entstehungstemperaturen des Pseudobrookits schließen läßt. Andererseits könnte die Genesis auch derart gedeutet werden, daß, da ja  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  gegen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bei wachsender Temperatur immer stabiler wird, bei hoher Temperatur der zunächst gebildete Eisenglanz wieder zu Magnetit reduziert worden ist. Eine solche Auslegung scheint mir aber in den meisten Fällen mit der relativ frischen Erhaltung der Silikate unvereinbar. Nicht selten finden sich Pseudobrookit und Ilmenitentmischungsleisten bzw. Hitzemartit nebeneinander im Titanomagnetit, bei welchem mitunter Rekristallisation festzustellen ist. Titaneisen ist vielfach entmischt (s. Ilmenit) und weist Ansätze von Pseudobrookitbildung auf, welche durch Reaktion der Moleküle  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{FeTiO}_3$  unter Sauerstoffzufuhr zustande gekommen ist und des öfteren von einem Eisenglanzhof umgeben wird. Gelegentlich beschränkt sich die Pseudobrookitumwandlung auch nur auf selbständige, meist entmischte Ilmenitkristalle. Hier hat anscheinend beim Titanomagnetit die Sauerstoffzufuhr für eine Umbildung in Pseudobrookit nicht mehr ausgereicht, wohl aber zu einer teilweisen des eo ipso eisenglanzhaltigen Titan-eisens. In diesen Fällen ist häufig am Titanomagnetit nur eine schwache Hitzemartitisierung bzw. Martitisierung zu verzeichnen.

Varietät 3 ist als Typ am schlechtesten zu beschreiben, da sie keineswegs wie die beiden anderen Varietäten nur in einem kleineren lokalen Bereich auftritt, sondern in verschiedenen Gesteinspartien anzutreffen ist. Dementsprechend werden die Eigenschaften, die schon bei Pseudobrookiten in dem gleichen Titanomagnetitkorn differieren können, besonders starken Schwankungen unterworfen sein. Eine gewisse Sonderstellung nimmt auch der aus Ilmenit hervorgegangene Pseudobrookit ein, der ebenfalls zu optischen Abweichungen neigt. Wenn trotzdem eine Beschreibung des Reflexionsverhaltens erfolgt, dann nur.

\* Zeigt stellenweise recht interessante, schwer deutbare Strukturen: Titanomagnetite, die in ihren Randpartien Erhitzungsmartit, im Korninnern Eisenglanz und Pseudobrookit aufweisen. Neben letzterem ein sehr ähnliches, jedoch in einer Stellung schwächer reflektierendes, deutlich reflexionspleochroitisches und stark anisotropes Mineral.

um den bei in grober Annäherung gleichbleibenden Oxydationsgrad am häufigsten wiederkehrenden erzmikroskopischen Merkmalen Rechnung zu tragen.

Farbeindruck in Luft hellgrau, in Öl grau, schwach reflexionspleochroitisch (Öl), anisotrop, rote bis gelbe Innenreflexe nicht so oft wie bei 1. Interessant ist das Vorkommen von grünen und rosaroten Innenreflexen in wenigen Ausnahmefällen.

Zuletzt möchte ich auf eine 4. Varietät eingehen, die in den Grundmassen des Theraliths, eines basaltoiden Nephelinaugitporphyrs vom Michelsberg und des limonitisierten Sanidinnephelinit von der oberen Weggabelung Turmstraße-Rundweg gefunden wurde. Die Gesteine lassen, abgesehen von einer Eisenglanz-bildung bei dem letzteren, keine Oxydation erkennen.

Farbeindruck in Öl hellgrau bis grau, isotrop, gelbrote Innenreflexe.

Nimmt man rückblickend für Varietät 1 mit einem hohen Oxydationsgrad hohe Bildungstemperaturen und damit einen  $\text{TiO}_2$ -Überschuß an, für Varietät 2 dementsprechend einen geringeren und für Varietät 3 einen relativ niedrigen  $\text{TiO}_2$ -Gehalt, so ergibt sich, daß mit wachsendem  $\text{TiO}_2$ -Anteil und dem damit verbundenen Einbau von  $\text{MgO}$  bzw.  $\text{FeO}$  das Reflexionsvermögen und die Anisotropieeffekte abnehmen, die Innenreflexe dagegen häufiger werden. Varietät 4 nimmt eine gewisse Sonderstellung ein, die sich vielleicht durch besonders hohe oder geringe Beimengungen von  $\text{FeO}$  oder  $\text{MgO}$  erklärt. Wie die spektrographischen Untersuchungen von SCHRÖDER [32] zeigen, scheint auch Vanadium an Stelle des Titans in das Pseudobrookitgitter eintreten und somit das Reflexionsverhalten in noch unkontrollierbarer Weise beeinflussen zu können.

*Gefüge.* Fast immer, im besonderen bei isolierten Kristallen und vielfach bei Verwachsungen mit Eisenglanz, macht sich starke Neigung zur Idiomorphie bemerkbar. Gelegentlich beobachtet man aber auch zufällige, vom Ausgangsmaterial abhängige Formen, wie beispielsweise bei umgewandelten Ilmenit-entmischungsleisten des Titanomagnetits (Abb. 17) oder bei rudimentärer Pseudobrookitbildung im Hämatit-Ilmenit. Eigentümlich gekurvte Sprünge, die etwa dem Aussehen nach mit den Kontraktionsrissen des Titanomagnetits zu vergleichen sind, lassen sich mitunter bei der Pseudobrookitvarietät 3 feststellen. Rundliche oder anders gestaltete Relikte von Eisenglanz, Hämatit-Ilmenit, Titaneisen und Titanomagnetit sind nicht allzu selten. Bisweilen sind sie unter Hinterlassung von Hohlräumen herausgelaugt worden. In diesem Zusammenhang sei gleichfalls auf winzige, etwas hellere oder dunklere Flecken im Pseudobrookit eines Tuffes W vom Michelsberg hingewiesen, die vielleicht als irgendwie geartete Entmischungerscheinung gedeutet werden müssen. Für eine Bestimmung sind sie jedenfalls zu klein. Wenige Male konnte man Zwillingsslamellen (?) erkennen.

In relativ wenig oxydierten Gesteinen sieht man gelegentlich regelrechte Pseudobrookitskelette nach Art der des Ilmenits. Hier ist offensichtlich  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ -Substanz fortgeführt worden. Desgleichen kann Hämatit-Ilmenit weggelöst worden sein unter Zurücklassung feinkörniger Pseudobrookitaggregate, welche vorher rudimentär in feinfleckiger Verwachsung mit demselben vorlagen.

Verdrängungen in irgendeiner Form lassen sich beim Pseudobrookit nicht beobachten. Interessant ist die Tatsache, daß er selbst in dem limonitisierten Sanidinnephelinit von der oberen Weggabelung Turmstraße-Rundweg völlig erhalten ist.

i) *Maghemit.*

*Verbreitung und genetische Stellung.* Sowohl im Natronshonkinit als auch im Sanidinnephelinit und in ihren Ganggesteinen findet sich der Maghemit als sekundäres Umwandlungsprodukt von unentmischten und entmischten Titanomagnetiten, ferner von hydrothermal gebildetem Magnetit. Sein Auftreten ist vielfach mit einem solchen von Eisenglanz, Rubinglimmer, Nadeleisenerz und Leukoxen verknüpft und deutet in Übereinstimmung mit den bisher bekannten Vorkommen auf deszendente Entstehung hin. Bei der großen Verbreitung des

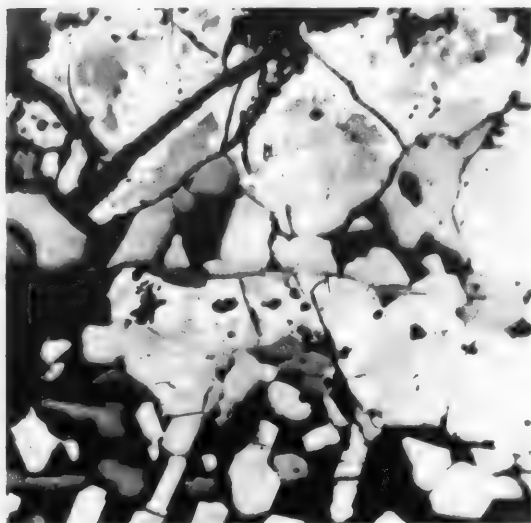


Abb. 14. Alter Gemeindesteinbruch. Porphyrische Schlieren im Natronshonkinit. Maghemit (reinweiß) verdrängt grob entmischten Titanomagnetit. Letzterer ist zum Teil unter Zurücklassung von Ilmenit weggelaugt worden.  
Vergr. 300mal, Ölimmersion.

Maghemits ist es durchaus verständlich, wenn man ihn unter anderem in pneumatolytisch-hydrothermal beeinflussten Gesteinspartien antrifft. Zu besonderen genetischen Schlüssen etwa derart, daß die Maghemitisierung mit azendenten Vorgängen verbunden sein könne [18], berechtigt diese Feststellung nicht. Ebenfalls schöne Maghemitbildung zeigt gelegentlich der Titanomagnetit der Nephelingesteine von Neckarbischofsheim und des Steinsberges bei Sinsheim.

*Reflexionsverhalten und Chemismus.* Der Farbeindruck in Luft ist weiß nach graublau, der in Öl dunkler, etwa blaugrau nach weiß. Der Farbton ist keineswegs immer als ein-

heitlich zu bezeichnen, sondern starken Schwankungen zwischen Blaugrau und Weiß unterworfen und erinnert bisweilen an den des Hämatits. Gegen das Braunkolor des Titanomagnetits hebt er sich meist deutlich ab (Abb. 14). Auf welche Ursachen die eben angedeuteten Variationen zurückzuführen sind, konnte nicht mit Sicherheit ermittelt werden. Sicher spielen hier aber submikroskopische Verwachsungen mit Magnetit und Nadeleisenerz bzw. mit Martit und Rubinglimmer eine Rolle. Ferner dürften lokal bedingte Unterschiede im Chemismus des Titanomagnetits von Bedeutung sein. Schließlich möchte ich auf das schon erwähnte Vorkommen von Vanadium im Titanomagnetit hinweisen. Wahrscheinlich begünstigt neben Ti auch V die Bildung von Maghemit [6, 25] und ist als Fremdbestandteil in dessen Gitter eingebaut. Maghemit ist isotrop. Innenreflexe, die eindeutig letzterem zuzuordnen wären, konnten nicht beobachtet werden.

*Erscheinungsbild.* Die Verdrängung des Titanomagnetits durch Maghemit erfolgt viel unregelmäßiger als die Martitisierung und wird bisweilen von Sprüngen begleitet, welche im Extremfall fast unmerklich zu einem schmutzig-löcherigen Zerfall überführen können. In ihrem Anfangsstadium ist die Maghemitisierung vielfach nur bei stärkerer Vergrößerung zu sehen. Die Umwandlung erfährt

nicht nur selbständige Titanomagnetite, sondern auch Einschlüsse in anderen Gesteinskomponenten, wie z. B. solche im Pyroxen. Etwa vorhandene Ilmenitentmischungskörper werden von derselben nicht betroffen. Maghemit bevorzugt offensichtlich Kornränder und Risse, säumt mitunter die Ilmenitentmischungslamellen und findet sich im Inneren der Titanomagnetite.

Folgende Erscheinungsformen lassen sich feststellen:

1. Feine, wurmartig gekrümmte Fäden und Schnüre.
2. Schleier- und wolkenähnliche Bildungen.

Die Grenzen gegen Titanomagnetit sind nicht in allen Fällen scharf, gelegentlich sind sie sogar verschwommen. Recht undeutlich sind bisweilen die Grenzkonturen gegen Eisenglanz (abgesehen von typischen Martitlamellen), Rubinglimmer, Nadeleisenerz und Leukoxen, die durch Umwandlung aus Titanomagnetit bzw. Maghemit hervorgegangen sind. Derartige Erscheinungen, welche in der Hauptsache auf der schon oben genannten submikroskopischen Verwachsung der Mineralien beruhen dürften, können unter Umständen die Diagnose recht erschweren.

Passive Verdrängungen können durch Rubinglimmer und Nadeleisenerz, ferner durch Eisenglanz stattfinden. Häufig kommt auch Leukoxen vor, der aber nicht als direktes Umbildungsprodukt zu betrachten ist, sondern sicherlich nur einen kleinen Teil seiner Aufbaustoffe vom Maghemit bezieht.

#### j) *Leukoxen.*

Über die chemische und mineralogische Zusammensetzung dieses wichtigen Umwandlungsproduktes von Titanmineralien besteht immer noch Unklarheit. In vielen Fällen wird es sich dabei um Rutil, Anatas, Titanit oder Perowskit handeln\*. Der Arbeit von COIL [4] zufolge, der den unter dem Einfluß kohlenensäurehaltiger Wässer aus Titaneisen hervorgegangenen Leukoxen der roten Sandsteine des Perms von Oklahoma untersucht hat, liegt ein amorphes wasserhaltiges Titanoxyd der Formel  $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  vor. Inwieweit dieses allgemeingültig ist, soll dahingestellt bleiben. Jedenfalls erlaubt der mikroskopische Befund des Leukoxens vom Katzenbuckel keine eindeutige Stellungnahme.

*Verbreitung und genetische Stellung.* Leukoxen findet sich in allen Gesteinen des Katzenbuckels als verwitterungsbedingtes Umwandlungsprodukt des Titanomagnetits und Ilmenits. Des öfteren ist sein Vorkommen mit einem solchen von Brauneisen und Maghemit verbunden. Nicht selten beobachtet man auch neben Leukoxen stacheligeligartig geformte Aggregate von neugebildeten Ilmenitförmchen, welche ein etwas geringeres Reflexionsvermögen als normal besitzen. Auffälligerweise ist die Leukoxenverdrängung beim Titanomagnetit viel häufiger anzutreffen als beim Titaneisen. Letzteres ist anscheinend widerstandskräftiger als der Titanomagnetit, welcher vielfach in unmittelbarer Nachbarschaft umgebildet worden ist, während das Titaneisen selbst vollständig erhalten blieb. Mitunter kommt es ebenfalls vor, daß bei entmischten Titanomagnetiten die Magnetitsubstanz zum Teil selektiv durch Leukoxen ersetzt worden ist, wogegen die Ilmenitkörner unversehrt im Faserwerk desselben schwimmen. Diese Beobachtungen lassen sich vielleicht dadurch erklären, daß einerseits die großen kompakten Ilmenitleisten für die Leukoxenverdrängung nicht genug Angriffsmöglichkeiten bieten und sich daher gegenüber der Umwandlung als träge erweisen, andererseits aber das unentmischte oder sehr fein entmischte Ilmenitmolekül im Titanomagnetit sehr viel reaktionsfreudiger ist.

\* Ganz gelegentlich scheint auch Brookit realisiert zu sein. A. F. FREDERICKSON [Amer. Mineralogist 33, 374 (1948)].



*Reflexionsverhalten.* Der Farbeindruck in Luft ist licht- bis schmutziggrau oder graugrün, der in Öl ähnlich. Mehr oder weniger isotrop. Weißliche, grünlich-weiße oder lichtgelbe bis bräunlichrote Innenreflexe in wechselnder, meist großer Häufigkeit. Bei  $\pm$  Nicols, im besonderen in Öl, kann alles durch Innenreflexe verschleiert sein. Diese Angaben, die schon recht allgemein gehalten sind und

auf eine sehr variierende und vielleicht auch komplexe Zusammensetzung des Leukoxens schließen lassen, erfassen noch immer nicht alle Merkmale. So kann z. B. der „Reflexionseindruck“ in Öl gelegentlich rötlich-braun sein, eine Eigenschaft, die wohl in erster Linie auf massenhaft durchleuchtende Innenreflexe zurückzuführen ist, welche ihrerseits wiederum auf beigemengten Brauneisengehalten beruhen können. Auch läßt sich in manchen Fällen deutliche Anisotropie beobachten. Ein lichtgrauer Farbeindruck, annähernd isotropes und bei  $\pm$  Nicols in Öl völlig gangart-ähnliches Verhalten sowie lichtgelbe Innenreflexe machen das Auftreten von Anatas bzw. Perowskit wahrscheinlich, während ganz ähnliche Eigenschaften bei vorhandener Anisotropie auf Titanit oder Rutil deuten. Kompliziert wird die Diagnose durch die außerordentlich große Feinkörnigkeit bzw. Feinfaserigkeit der Aggregate, ferner durch feinste Verwachsungen, welche Leukoxen mit Brauneisen und Maghemit, seltener mit Ilmenit oder Eisenglanz eingeht.

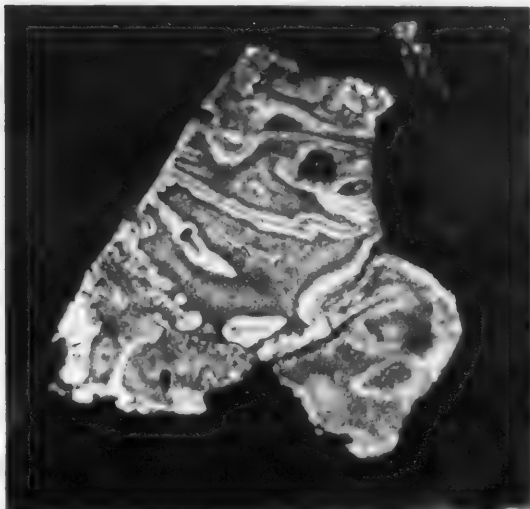


Abb. 15. Alter Gemeindesteinbruch. Natronshonkinit. Leukoxen verdrängt Titanomagnetit. Vergr. 350mal, Ölimmersion.

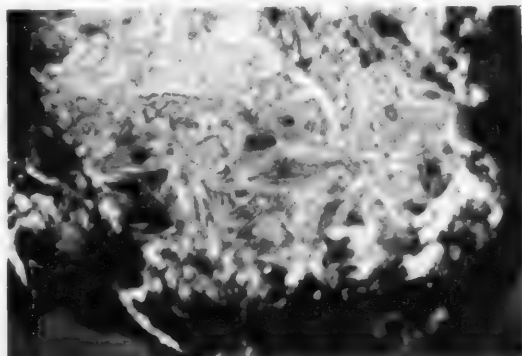


Abb. 16. Alter Gemeindesteinbruch. Natronshonkinit. Leukoxen verdrängt Titanomagnetit. Vergr. 450mal.

*Erscheinungsbild.* Das Auftreten des Leukoxens im Ilmenit ist von dem im Titanomagnetit verschieden und soll daher gesondert behandelt werden.

Im Anfangsstadium der Umbildung findet sich Leukoxen am Rande und auf Rissen, selten im Inneren des Titanomagnetits. Vielfach wird die Erscheinung von zahlreichen, zuweilen recht groben Sprüngen begleitet, die im weiteren Verlauf der Verdrängung zu schmutzig-löcherigem Zerfall überführen, ganz ähnlich, wie es sich mitunter bei der Maghemitisierung feststellen läßt. Der Leukoxen kommt ohne jede kristallographische Orientierung zum Titanomagnetit in zwei

kolloidalen Erscheinungsformen vor, die durch Übergänge miteinander verbunden sind, und von denen 1 wesentlich häufiger als 2 ist.

1. Flechten- bis faserartige Verdrängung von gelegentlich schnürenartigem Charakter (Abb. 15).

2. Konzentrisch gebänderte Massen (Abb. 16).

Die Umwandlung des Ilmenits in Leukoxen erfolgt stets vom Rande aus, wobei die Kristalle des öfteren ein löcheriges bzw. angefressenes Aussehen annehmen. In vielen Fällen liegen gelblichbraune Zersetzungssäume vor. Im Endstadium der Verdrängung kann das gesamte Individuum bei Erhaltung der äußeren Kristallform in Leukoxen umgewandelt worden sein, was im übrigen auch für den Titanomagnetit gilt. Selektive Verdrängung von  $\text{FeTiO}_3$ -Lamellen eines entmischten Ilmenits durch Leukoxen wurde in einem Granateinschluß aus dem Juraton von der Freyaquelle beobachtet.

#### k) Nadeleisenerz und Rubinglimmer.

Im Sinne von BÖHM [3] sollen die Bezeichnungen Nadeleisenerz für  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  und Rubinglimmer für  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  angewendet werden. Beide Eisenhydroxyde treten infolge ihrer genetischen Verwandtschaft vielfach nebeneinander auf und werden daher gemeinsam abgehandelt.

##### Verbreitung und genetische Stellung.

In den Gesteinen des Katzenbuckels kommen Nadeleisenerz und Rubinglimmer als verwitterungsbedingte

Umbildungsprodukte von fast sämtlichen Eisenmineralien vor, auch können Ausfällungen von in Oberflächenwässern gelöstem Eisen von Bedeutung sein. Besonders oft beobachtet man beide Brauneisenkomponenten bei Pyrit, Magnetkies und Titanomagnetit. In letzterem Fall sind sie vielfach mit Maghemit und Leukoxen vergesellschaftet. Verdrängungen von Ilmenit und Eisenglanz spielen nur gelegentlich eine Rolle, wie z. B. bei dem limonitisierten Sanidin-nephelin von der oberen Weggabelung Turmstraße-Rundweg und einem Tuff W vom Michelsberg, in welchen ein ilmenitentmischer und martitisierter Titanomagnetit zur Hauptsache von Nadeleisenerz pseudomorphosiert worden ist (Abb. 17). Anreicherungen, vielfach in Form brauner Verwitterungskrusten sind häufig, meist aber minimal. Eine Ausnahme machen nur die limonitisierten Gesteine auf dem Sattel zwischen Katzenbuckel und Michelsberg, zu denen auch die beiden oben erwähnten Beispiele gehören. Gegenüber Nadeleisenerz ist Rubinglimmer viel seltener und gelegentlich jünger. Bevorzugt scheint er aus Schwefelkies zu entstehen (Abb. 18).

*Reflexionsverhalten und Chemismus.* Reflexionsvermögen, Reflexionspleochroismus und Anisotropieeffekte der beiden Eisenhydroxyde weisen Variationen auf, die hauptsächlich von der Korngröße, wechselndem Wassergehalt und von Fremdbeimengungen wie  $\text{MnO}$ , V,  $\text{CaO}$  u. a. abhängen dürften. Ferner werden

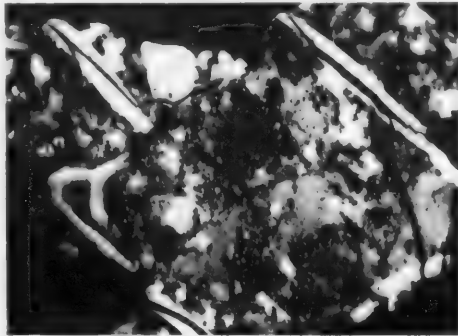


Abb. 17. Michelsberg W. Tuff. Fein entmischter Titanomagnetit wird von Nadeleisenerz (grau) verdrängt. Daneben Pseudobrookit (weiß) an Stelle von ehemaligen Ilmenitentmischungsleisten einer 1. Generation und etwas Martit (reinweiß) in den Zwickelräumen. Vergr. 300mal, Ölimmersion.

feinste Verwachsungen mit anderen Mineralkomponenten von Wichtigkeit sein, weil sich hierbei die verschiedenen Eigenschaften überdecken können.

In dem limonitisierten Sanidinnephelinit von der oberen Weggabelung Turmstraße-Rundweg findet sich eine dunklere und eine hellere Nadeleisenerzvarietät, deren differentes Reflexionsvermögen anscheinend auf mehr oder weniger vorhandene Innenreflexe zurückzuführen ist. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang der Befund, daß der Typus mit dem geringeren Reflexionsvermögen im wesentlichen nachträglich in das Gestein eingewandert und in demselben schlierig verteilt ist, während sich der andere an Ort und Stelle pseudomorph

nach Titanomagnetit gebildet hat. Somit könnten auch Verunreinigungen dem Nadeleisenerz einen etwas dunkleren Farbton verliehen haben, was bei Annahme eines längeren Transportweges durchaus denkbar wäre.

Deszendente aus Magnetkies entstandener Rubinglimmer besitzt vielfach einen ausgesprochen bläulichen Farbton. Möglicherweise besteht hier eine Beziehung zu der „blauen“ Brauneisenvarietät von SMITHERINGALE [34].

Im noseanführenden Sanidinnephelinit von dem alten Schurf südlich des Gasthauses „Zur Turmschenke“ tritt ein Titanomagnetit auf, der in eine weiße und eine blaugraue Komponente umgewandelt worden ist. Bei der ersteren handelt es sich um Maghemit. Die andere besitzt ein verhältnismäßig



Abb. 18. Neuer Steinbruch. Zeolithgang. Rubinglimmer (in verschiedenen Grautönen bedingt durch Reflexionspleochroismus) und Nadeleisenerz (dunkelgrau) verdrängen idiomorphen Pyrit (weiß). Vergr. 600mal. Ölimmersion.

hohes, jedoch für Eisenglanz zu niedriges Reflexionsvermögen, ist nicht anisotrop und hat viele rote Innenreflexe. Hier liegt wohl submikroskopisch feinkörniger Rubinglimmer vor, der infolge seiner geringen Korngröße isotrop erscheint.

*Erscheinungsbild.* Dem Auftreten der Eisenhydroxyde entsprechend möchte ich 3 Erscheinungsformen unterscheiden.

1. Pseudomorphe Verdrängungen von opaken und nichtopaken eisenhaltigen Mineralien.

2. Anreicherungen durch Ausfällung von in Tagewässern gelöstem Eisen.

3. Allverbreitete braune Verwitterungskrusten.

Auf die Umwandlung der Erze bin ich bei der näheren Beschreibung derselben schon eingegangen. Meist erfolgt sie vom Rande her, recht selten auch von innen heraus. Bildungen von Nadeleisenerz und Rubinglimmer in nicht-opaken Mineralien sind ebenfalls häufig. Beobachtet wurden solche im Nephelin, Olivin, Biotit und Pyroxen. Erscheinungsform 2 erfaßt feinfleckig im Gestein verteiltes Brauneisen, größere Konzentrationen, die schon makroskopisch in

Gestalt bräunlicher Schlieren sichtbar werden, auch schmale, Zeolithgänge umfassende Zonen und ausgesprochene Durchtränkungen, wie z. B. bei dem limonitisierten Sanidinnephelinit, wo Nadeleisenerz und Rubinglimmer in langen verästelten Schnüren das Gestein durchziehen und sich fein dispers, gelegentlich auch blumig konzentriert in der Grundmasse finden. Typ 3 bedarf keiner weiteren Erörterung.

#### 1. *Anatas.*

Abgesehen von Bildungen, die ich schlechthin als Leukoxen bezeichnen möchte, wurde Anatas nur in dem schon des öfteren genannten Tuff W vom Michelsberg festgestellt. Nadeleisenerz verdrängt hier einen ilmenitentmischten Titanomagnetit. Der Titangehalt scheint herausgelaugt und in der Grundmasse als Anatas niedergeschlagen worden zu sein. Das Mineral macht vielfach einen xenoblastischen Eindruck, ist aber auch ausgezeichnet idiomorph. Farbeindruck in Öl lichtgrau-pseudobrookitähnlich, so gut wie isotrop, bei + Nicols völlig gangartähnlich durchsichtig, lichtgelbe Innenreflexe. Eine Verwechslung mit Pseudobrookit ist ausgeschlossen, eine solche mit Perowskit möglich, aber unwahrscheinlich.

Neben Pyrit, Magnetit, Brauneisen und dem weniger häufigen Eisenglanz findet sich grob- und feinkörniger Markasit als wichtiges supergenes Zerfallsprodukt des Magnetkieses in den Gesteinen des Katzenbuckels. Da die Eigenschaften des Minerals im Auflicht als normal bezeichnet werden können, ist eine Beschreibung derselben nicht notwendig. Weiteres wolle man unter Magnet- und Kupferkies nachlesen.

Kupferglanz und Covellin kommen recht selten vor. Es sind deszendente Umwandlungsprodukte des Kupferkieses und des Bornits.

### 3. Beitrag zur Kenntnis der Erzminerale bei Sinsheim und der Basaltgänge von Neckarbischofsheim und Neckarelz.

Im folgenden sollen die Beobachtungen wiedergegeben werden, welche bei der Untersuchung einiger Anschliffe dieser Gesteine gemacht worden sind. Gewisse Ähnlichkeiten mit der Erzführung des Katzenbuckels sind unverkennbar.

#### a) *Nephelinbasanit, Steinsberg bei Sinsheim.*

Das Gestein ist vielfach feinkörniger als der Sanidinnephelinit vom Katzenbuckel. Seinen Mineralbestand bestimmt WIMMENAUER [36] zu (Vol.-%):

42,3 Augit, 4,5 Olivin, 11,9 Erz, 7,1 Biotit, 34,2 Nephelin + Plagioklas + Apatit.

Qualitativer Erzinhalt: Titanomagnetit (ilmenitentmisch und bisweilen hitzemartitisiert), Ilmenit, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Maghemit, Leukoxen, Brauneisen.

Titanomagnetit ist das weitaus häufigste Opakmineral. Er ist idio- bis xenomorph und kommt in 2 Generationen vor, nämlich in mikroporphyrischen Einsprenglingen und kleinen Körnchen in der Grundmasse (Abb. 19). Farbeindruck in Öl braunrosa. Die erste Generation zeigt des öfteren Resorptionserscheinungen. Auch lassen sich skelettähnliche Formen sowie zarte Sprünge beobachten. Ilmenitentmischung in feinen und groben Leisten parallel (111). unregelmäßig gestalteten Körnern und nach Art des schon beschriebenen Entmischungszersfalls. Hitzemartit spielt nur gelegentlich eine Rolle, häufig ist er entmisch. Verdrängung durch Maghemit kann lokal sehr ausgeprägt sein. Leitet vielfach im fortgeschrittenen Stadium zu schmutzig-löcherigem Zerfall über, wobei im besonderen bei kleineren Individuen Brauneisen und Leukoxen auftreten. Als Einschluß im Olivin.

Ilmenit findet sich relativ selten in selbständigen, dünnen Täfelchen neben Titanomagnetit in der Grundmasse. In einem Sonderfall fein myrmekitartig zusammen mit Silikat.

Viel Sulfid. Pyrit in mehr oder weniger groben Körnern mit deutlicher Neigung zur Idiomorphie (bisweilen idioblastisch) im Gestein unregelmäßig verteilt, nicht selten lokal angereichert. In feinkörnigen, gelartigen, an Melnikovit erinnernden Aggregaten maschenartig mit Magnetit verwachsen in Pseudomorphosen nach Magnetkies. Wird häufig von Brauneisen verdrängt.

Allotriomorpher Magnetkies ist recht reichlich vorhanden. Abgesehen von Tröpfcheneinschlüssen im Titanomagnetit und Olivin, handelt es sich wohl um Spätausscheidungen. Des öfteren eng mit Kupferkies, selten lose mit Ilmenit verwachsen. Bisweilen örtlich etwas konzentriert. Deszendente bedingte Umbildung in feinkörnigen Pyrit und Magnetit, ferner in Brauneisen, wobei vielfach die basalen Spaltrisse sichtbar werden.



Abb. 19. Steinsberg bei Sinsheim. Nephelinbasanit. Titanomagnetit in 2 Generationen. Vergr. 100mal.

*b) Hauynführender Nephelinit, Neckarbischofsheim.*

Das Gestein ist ebenfalls feinkörniger als der Sanidin-nephelinit des Katzenbuckels. Es enthält Drusen von weißem Kalkspat. Qualitativer Mineralbestand: Nephelin, Augit, brauner Glimmer, Hauyn, Hornblende, ferner Titanomagnetit, Ilmenit, Pyrit, Kupferkies, Maghemit, Leukoxen, Brauneisen, Markasit.

Titanomagnetit ist die weitaus häufigste Erzkomponente. Er findet sich in mikroporphyrischen Einsprenglingen und kleinen Körnern in der Grundmasse. Eine Unterscheidung zwischen 2 Generationen könnte durchgeführt werden, scheint aber ungerechtfertigt in Anbetracht der nicht allzu wesentlichen Größenunterschiede, die zumal häufig durch Übergänge miteinander verbunden sind. Farbeindruck in Öl braunrosa. Zeigt idio- und xenomorphe Formen. Resorptionserscheinungen. Auffallend sind die reichlich vorhandenen, zuweilen recht groben Sprünge, die im besonderen randlich auftreten und fast unmerklich zu löcherigem Zerfall überführen. Sie stellen anscheinend eine Begleiterscheinung der Maghemitisierung und Umwandlung in Leukoxen dar. Daneben findet sich Brauneisen, vielfach direkt aus Maghemit hervorgehend. Sowohl letzterer als auch bisweilen Leukoxen kommen nicht selten fadenförmig vor. Maghemitisierung auch von innen heraus.

Recht wenig Ilmenit in winzigen Leisten in der Grundmasse.

Xeno- bis idiomorpher Pyrit in wechselnder Größe über das Gestein verteilt, häufig neben kleinen Kalkspatdrusen. Ganz gelegentlich mit Titanomagnetit verwachsen. In Konzentrationen feiner Körnchen im Hauyn. Auch als Verdränger von ehemals vorhandenem Magnetkies.

Vereinzelt etwas Kupferkies.

Markasit in wirren Körneraggregaten pseudomorph nach Magnetkies.



c) *Hauynführender Nephelinit, Hamberg bei Neckarelz.*

Das Gestein ist feinkörniger als der durchschnittliche Sanidinnephelinit vom Katzenbuckel, jedoch gröber als der Nephelinbasanit vom Steinsberg bei Sinsheim. Seinen Mineralbestand bestimmt WIMMENAUER [36] zu (Vol.-%):

39 Augit (+ karbonat. Zersetzungsprodukte), 1 Olivin (+ karbonat. Zersetzungsprodukte), 15 Erz, 3 Biotit, 30 Zersetzungsprodukte des Nephelins (Analcim, Zeolithe, Karbonate) + Apatit, 12 Hauyn.

COHEN [2] beobachtete auch frischen Nephelin. Nester und Mandeln führen: Biotit, Zeolithe + Analcim, Calcit.

Qualitativer Erzinhalt: Titanomagnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Pyrit, Arsenkies, Markasit, Leukoxen, Nadeleisenerz.

Vorwiegend bemerkt man Titanomagnetit in groben und kleinen, idio- und xenomorphen Individuen. Eine Unterscheidung von 2 Generationen ließe sich durchführen, scheint aber aus den gleichen, schon unter 3b angeführten Gründen nicht angebracht. Farbeindruck in Öl braunrosa. Resorptionserscheinungen. Auffällig sind die vielen, gelegentlich recht groben Sprünge, die besonders randlich, aber nicht selten völlig unregelmäßig den Titanomagnetit durchziehen. Sie sind als Vorboten oder Begleiterscheinung einer bisweilen faserartigen Verdrängung durch Leukoxen zu betrachten. Maghemitisierung wurde nicht festgestellt. Selten finden sich kleine Ilmenitleiten.

Eisenglanz im besonderen randlich in einem idiomorphen Silikat (sicherlich Olivin).

Winzige Sulfidkörnchen sind reichlich in der Grundmasse verteilt oder stecken in schwachen, wolkenartigen Konzentrationen im Hauyn. Die geringe Größe erlaubt hier keine nähere Bestimmung, vielleicht handelt es sich um Schwefelkies.

Idio- und xenomorpher Pyrit in großen und kleinen Individuen, des öfteren zusammen mit Arsenkies oder Markasit in grobkörnigen Aggregaten, ebenfalls lose mit Titanomagnetit verwachsen.

Relativ viel Arsenkies, nicht selten selbständig in Vergesellschaftung mehrerer Exemplare oder in idioblastischen Kristallen. Daneben mitunter auch einmal Markasit.

▲Pyrit, Arsenkies und Markasit sind hier offenbar, wenigstens zum Teil etwa gleichalterige hydrothermale Bildungen.

Nadeleisenerz ist lokal im Gestein angereichert.

## 4. Paragenese.

Die Ergebnisse der erzmikroskopischen Untersuchung entsprechen völlig dem unruhigen und wechsellvollen Bild, das man sich schon makroskopisch von den Gesteinen des Katzenbuckels macht. Demgemäß ist eine generell gehaltene Betrachtung der

Bildungsbedingungen und der Ausscheidungsfolge der Mineralien mit Skepsis aufzufassen. Richtiger wäre es, für jede Gesteinsvarietät eine spezielle Erörterung der genetischen Verhältnisse durchzuführen. Wenn ich trotzdem eine allgemeine Behandlung bevorzuge, dann nur deshalb, weil es die Übersicht sehr erleichtert und den vorhandenen Ähnlichkeiten der Abarten des Natronshonkinit und Sanidinnephelinits weitgehend Rechnung trägt.

Zunächst möchte ich zum besseren Verständnis des Nachstehenden auf die Reihenfolge der Ausscheidungen von nichtopaken Mineralien in Natronshonkinit und Sanidinnephelinit eingehen, wie sie etwa FREUDENBERG sieht (Abb. 20).

Mineral	Frühmagmatische Periode	Spätmagmatische Periode
Apatit		
Olivin		
Nosean		
Pyroxen		
Nephelin		
Glimmer		
Amphibol		
Sanidin		

Abb. 20. Die Kristallisationsfolge von nichtopaken Mineralien in Natronshonkinit und Sanidinnephelin.

Der Sanidinnephelinit ist insofern vom Natronshonkinit verschieden, als die frühmagmatischen Komponenten in ihm als porphyrische und mikroporphyrische Gemengteile auftreten und zum Teil in der Grundmasse in Form einer zweiten

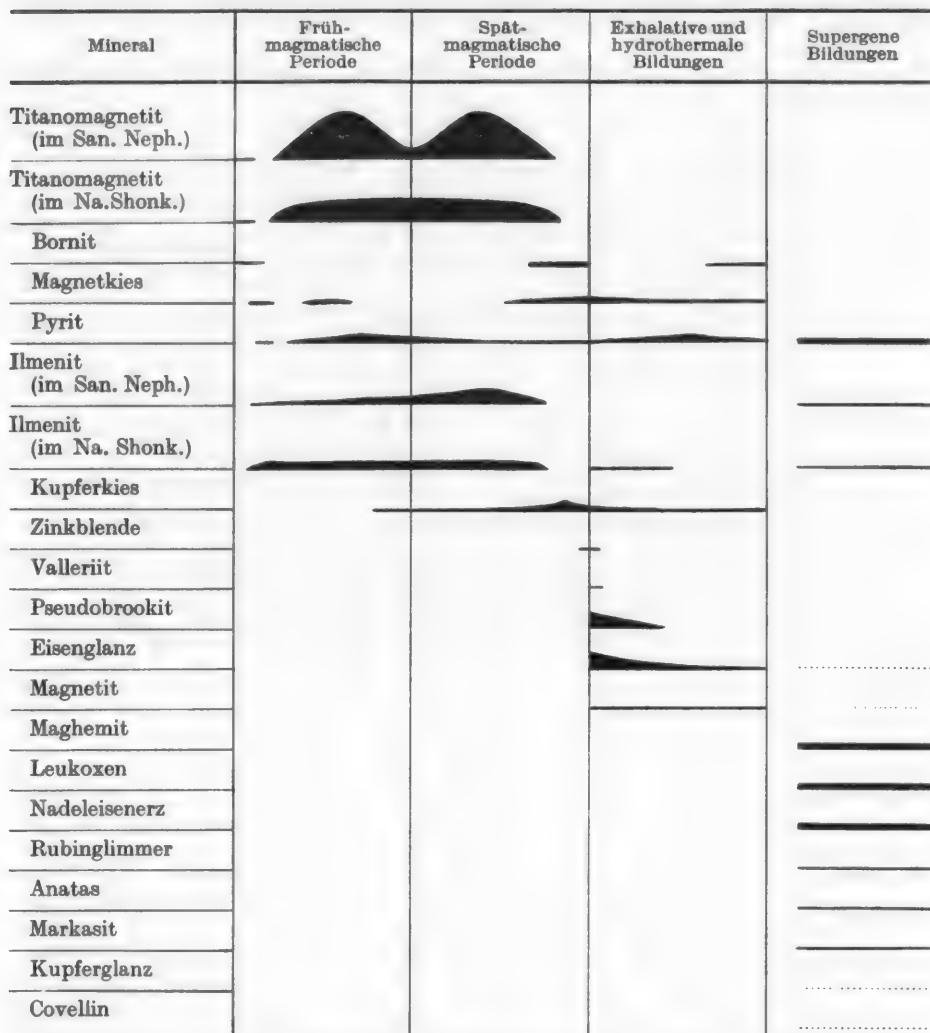


Abb. 21. Paragenesistafel der Erzminerale des Katzenbuckels und ihrer Umbildungsprodukte.

Generation wiederkehren, wie dieses bei Pyroxen und Nephelin der Fall ist. Im Natronshonkinit kennen wir derartige Unterschiede nicht.

Die Paragenesistafel der Erzminerale und ihrer Umbildungsprodukte (Abb. 21) baut auf den Erkenntnissen der vorhergehenden Tabelle auf. Vorhandene oder fehlende Durchläufereigenschaften sowie relative Menge sind hier bildmäßig dargestellt. Die Länge der Horizontalstriche entspricht der Persistenz und die Dicke der Abundanz, wobei letztere natürlich bei den spärlich vertretenen Mineralien nicht etwa maßstabsgerecht gezeichnet werden konnte. An und für

sich ist die Tafel allgemein gehalten, wobei selbst die Erzparagenese eines Zeolithganges im Sanidinnephelin des Neuen Steinbruches berücksichtigt wurde. Nur bei Titanomagnetit und Ilmenit schien eine Spezialisierung in Sanidinnephelin und Natronshonkinit nötig. Bei Bornit und Magnetkies wird insofern ein falscher Eindruck erweckt, als man meinen könnte, die beiden Erzkomponenten kämen unter gleichen Entstehungsbedingungen nebeneinander vor. Tatsächlich handelt es sich jedoch fast immer um verschiedene Gesteinstypen mit etwas voneinander abweichender Paragenese, in denen die beiden Mineralien auftreten. Die nicht eindeutig bestimmbar Mineralspezies Chalkopyrrhotin und Spinell sind in der Tabelle nicht aufgeführt worden.

Vergleicht man die Erzminerale des Katzenbuckels mit denen des Steinsberges bei Sinshem und der Basaltgänge von Neckarbischofsheim und Neckaralz, so läßt sich manche Ähnlichkeit feststellen. In erster Linie gilt dieses jedoch nur für die magmatischen und supergenen Bildungen. Eine gewisse Sonderstellung nehmen bei dem Katzenbuckel Produkte und Veränderungen vulkanisch-exhalativer Natur ein, die zum Teil noch in die paroxysmale Phase hineingehören dürften. Dieselben stehen mit der Zersetzung oder Umwandlung des Gesteines durch Fumarolengase in engem Zusammenhang. Sie sprechen dafür, daß der Katzenbuckel lokal der Schauplatz postvulkanischer Tätigkeit gewesen ist.

An dieser Stelle sei es mir gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. PAUL RAMDOHR, für die Überlassung des Themas und sein stetes Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen. Ebenso möchte ich Herrn Professor Dr. LUDWIG RÜGER und Herrn Dr. ERICH SEELIGER für freundliche Unterstützung danken.

#### Literatur.

- [1] BECKER, E.: Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungsprodukte Inaug.-Diss. Halle 1904. — [2] BENECKE, E. W., u. E. COHEN: Geognostische Beschreibung der Umgebung von Heidelberg. Straßburg 1881. — [3] BÖHM, J.: Röntgenographische Untersuchung der mikrokristallinen Eisenhydroxymminerale. Z. Kristallogr. Bd. 68, (1928) S. 567 bis 585. — [4] COIL, F.: Chemical composition of leukoxene in the permian of Oklahoma. Amer. Mineralogist Bd. 18 (1933), S. 62—65. — [5] DIEHL, O.: Beiträge zur Kenntnis der Basalte des Vogelberges. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt (1924), S. 90—123. — [6] DUNN, J. A., & A. K. DEY: Vanadium-bearing titaniferous iron-ores in Singhbhum and Mayurbhanj, India. Trans. Min. a. Geol. Inst. India Bd. 31 (1937), S. 117—184. — [7] ERNST, TH.: Über Schmelzgleichgewichte im System  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$  und Bemerkungen über die Minerale Pseudobrookit und Arizonit. Z. angew. Mineral. Bd. 4 (1943), S. 394—409. — [8] FREUDENBERG, W.: Geologie und Petrographie des Katzenbuckels i. O. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. Bd. 5 (1906), S. 185—344. — [9] GILBERT, G.: The antipathy of bornite and pyrrhotite. Econ. Geol. Bd. 20 (1925), S. 364—370. — [10] HAWLEY, J. E., and D. F. HEWIT: Pseudoexsolution intergrowths due to peritectic reactions involving partial dissociation. Amer. Mineralogist, Bd. 33 (1948), S. 198. — [11] LATTERMANN, G.: Neue Untersuchungen an den Nephelingesteinen des Katzenbuckels i. O. Unveröffentlichte Inaug.-Diss. Heidelberg 1887. — [12] LATTERMANN, G.: Untersuchungen über den Pseudobrookit. Tschermark's mineral. petrogr. Mitt. Bd. 9 (1888), S. 47—54. — [13] LINDLEY, H. W.: Mikrographie der Eisenerzminerale oberhessischer Basalte. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 53 (1926), S. 323—360. — [14] LUEDECKE, C.: Die Boden- und Wasserverhältnisse des Odenwaldes und seiner Umgebung. Abh. geol. Landesanst. Darmstadt Bd. 4 (1901), H. 1. — [15] NEWHOUSE, W. H.: Opaque oxides and sulphides in common igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 47 (1936), S. 1—52. — [16] NIELAND, H.: Karbonat phosphate vom Katzenbuckel i. O. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont. Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 59 (1929), S. 205—222. — [17] NIELAND, H.: Beiträge zur Mineralogie und

Petrographie des Katzenbuckels i. O. 1. Teil. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont. Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 63 (1931), S. 83—140. — [18] NIELAND, H.: Beitrag zur Kenntnis der Deckenbasalte in Westgrönland. Chemie der Erde. Bd. 6 (1931), S. 561—612. — [19] NIELAND, H.: Das Problem der Tuffe und Sedimente auf dem Katzenbuckel i. O. Geol. Rundschau Bd. 23a (1933), S. 104—110 (SALOMON-CALVI-Festschr.). — [20] ÖDMAN, O.: Mineralogical study of the opaque minerals in the lavas from Mt. Elgon, British East Africa. Geol. Fören. Stockholm, Förh. Bd. 54 (1932), S. 285—304. — [21] RAMDOHR, P.: Über die blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. Inaug.-Diss. Jb. preuß. geol. Landesanst. Bd. 40 (1919), S. 284—355. — [22] RAMDOHR, P.: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ . Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont. Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 54 (1926), S. 320—379. — [23] RAMDOHR, P.: Wichtige neue Beobachtungen an Magnetit, Hämatit, Ilmenit und Rutil. Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (1939), Nr. 14. — [24] RAMDOHR, P.: Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. [1940], Nr. 2. — [25] RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berl. Akademie Verlag 1950. — [26] ROSENBUSCH, H.: Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Inaug.-Diss. Freiburg 1869. — [27] RÜGER, L.: Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. Heidelberg: Winter 1928. — [28] RÜGER, L.: Paläomorphologische Probleme aus dem Odenwald und das Alter der Katzenbuckeleruption. Zbl. Mineral., Geol., Paläont., Ab. B (1933), S. 542—552. — [29] SALOMON, W.: Muschelkalk und Lias am Katzenbuckel. Zbl. Mineral., Geol., Paläont., Abt. B (1902), S. 651—656. — [30] SALOMON, W.: Polar-magnetischer Basalt vom Katzenbuckel i. O. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F., Bd. 5 (1916), S. 106—107. — [31] SCHOLTZ, D. L.: The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland. I. Publ. Univ. Pretoria, Ser. II, Bd. 1 (1936), S. 81—210. — [32] SCHRÖDER, F.: Spektrographische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralien des Katzenbuckels i. O. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 63 (1931), S. 215—266. — [33] SINGEWALD, J. T.: Microstructure of titaniferous magnetite. Econ. Geol. Bd. 8 (1913), S. 207—214. — [34] SMITHERINGALE, W. V.: Mineral association at the George goldcopper Mine, Stewart, B. C. Econ. Geol. Bd. 23 (1928), S. 193—208. — [35] TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin: Verlag der Dtsch. Min. Ges. e. V. 1935. — [36] WIMMENAUER, W.: Petrographische Untersuchungen an einigen basischen Eruptivgesteinen des Oberrheingebietes. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 83 (1952), S. 375—432.

Bezüglich weiterer Literatur muß auf das Literaturverzeichnis der Originalarbeit hingewiesen werden.

Dr. GERHARD FRENZEL, Heidelberg,  
Mineralogisch-Petrographisches Institut, Hauptstr. 47/51.

## Mineralogische Beobachtungen an Colemanit, Inyoit, Meyerhofferit, Tertschit und Ulexit aus neuen türkischen Boratlagerstätten \*.

Von

HEINZ MEIXNER, Knappenberg, Kärnten.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingegangen am 31. Januar 1953.)

**Zusammenfassung.** Nachdem seit Jahrhunderten um Sultançayir bloß Priceit („Pandermit“) gewonnen wurde und weitere Borate aus Westanatolien nicht bekannt waren, sind nun seit 1951 weiter südlich neue Boratlagerstätten mit vorwiegend Colemanit entdeckt worden [9]. Hier erfolgt die mineralogische Bearbeitung eines größeren Materials aus verschiedenen Vorkommen, in dem die im Titel genannten Minerale nachgewiesen werden konnten. Von Colemanit flächenreiche Kristalle in einer neuen Tracht und bemerkenswerte Wachstumsformen und -gefüge. Inyoit- und Meyerhofferit-Kristalle, letztere u. a. mit 2 neuen Flächen. Pseudomorphosen von Colemanit nach Inyoit und von Kalkspat nach Colemanit und Meyerhofferit. Beobachtungen an Ulexit und Tertschit. Einige Pulver ( $d_{hkl}$ )-Daten für Kalkborate, kurze Angaben über das Lumineszenzverhalten. Der Tonschiefer, in dem die Borate lagern, dürfte als Bentonit aufzufassen sein. Die Gesamtparagenese der neuen und alten türkischen Boratlagerstätten ist der „Typus Kalifornien“ [9].

47 km südlich der altbekannten Priceit („Pandermit“)-Lagerstätten von Sultançayir sind seit 1951 ganz überraschend um Bigadiç in der westanatolischen Provinz Balıkesir neue Boratlagerstätten durch Dr. Ing. HÜSAMEDDİN YAKAL aufgeschlossen worden, die jedoch vorwiegend *Colemanit* führen. Ich bekam etwa 30 von Doz. Dr. A. HELKE (Zonguldak) an Ort und Stelle ausgewählte Proben zur Untersuchung. Über die lagerstättenkundlichen und mineralparagenetischen Ergebnisse erfolgt gleichzeitig eine nähere Mitteilung [9].

In Mitteleuropa kommt man selten in die Lage ein ganz neues Boratvorkommen vom „Kalifornientypus“ untersuchen zu können. Hier sind nun die rein mineralogischen Beobachtungen zusammengestellt, wobei sich im Vergleich mit den klassischen Vorkommen Kaliforniens manch neue, den Gesamttypus ergänzende Feststellungen ergaben.

Das mineralweise zusammengefaßte Material stammt von den folgenden Fundstätten:

- F 1: Grube Çakmakderesi Domuzderesi, Çamköy, 1951: Colemanit.
- F 2: Grube Büyükkireçlik, Çamköy, 1951: Colemanit.
- F 3: Grube Börekei deresi, Çamköy, 1951: Meyerhofferit und Ps. von Kalkspat nach Meyerhofferit.
- F 4: Grube Kurtpinari (rechts), Faraşköy, 1951: Colemanit.
- F 5: Grube Kurtpinari (links), Faraşköy, 1951: Tertschit.
- F 6: Grube Aceb bei Iskeleköy, 1952: Colemanite, Inyoit, Ps. von Colemanit nach Inyoit, Meyerhofferit, Ulexit.

\* Lagerstättenuntersuchung der Österr. Alpinen Montan-Gesellschaft.



Es ist bemerkenswert, daß eine Reihe der Vorkommen nur jeweils *ein* Borat-mineral zu führen scheinen und auch bei Iskeleköy dürften die verschiedenen Borate getrennten Schichten angehören.

### I. Das Muttergestein<sup>1</sup>.

Das Muttergestein, in dem bis zu höchstens 15 cm mächtige, meist weiß gefärbte Boratlagen „flözartig“ angetroffen wurden, wird von A. HELKE als „Tonschiefer“ bezeichnet. Unter dem Mikroskop fand ich darin als relativ sehr groben Hauptbestandteil ein Schichtgittermineral mit optischen Eigenschaften, die auf *Montmorillonit* wiesen. In Wasser zerfällt das Gestein rasch, quillt aber nur auffallend schwach. Die von STERLING-HENDRICKS-ALEXANDER (zit. in 2 und 13) angegebene, von ENDELL-ZORN-HOFMANN (2, S. 376) abgelehnte, von SIEGL (13, S. 42) unter Zusatz von Ferrichlorid wieder empfohlene Benzidinreaktion ergab erst nach Tagen eine schwache Blaufärbung und damit keine Entscheidung für *Montmorillonit*. Röntgenographische Texturaufnahmen, die in verschiedenen Fraktionen freundlichst K. JASMUND (Göttingen) anstellte, zeigten stets eindeutig *Montmorillonit* neben Quarz und wahrscheinlich auch Feldspat. Als Grund, warum sowohl das Quellvermögen, als auch die Anfärbung nicht wie meist bei diesem Mineral funktionierte, könnte die verhältnismäßig sehr grobe Ausbildung der Teilchen in Betracht gezogen werden.

Das Muttergestein der Borate, das einem Gebiet von Süßwasser-Jungtertiär entstammt, ist damit wahrscheinlich als *montmorillonitisierter* Glastuff (*Bentonit*) anzusprechen.

### II. Die Minerale.

Die Bestimmungen erfolgten vorwiegend optisch mit den neuesten Daten, die nach WINCHELL [15] und dem „Neuen DANA“ [11] verfügbar sind. Wiederholungen praktisch gleicher Angaben wurden mit Ausnahme weniger, diagnostisch wichtiger Details weggelassen. Die angegebenen Dichten (*D*) sind mittels einer Mikrofederwaage nach BERMAN [1] erhalten worden. Zu Kristallmessungen stand mir leider nur ein älteres, einkreisiges Modell aus dem Kärntner Landesmuseum zur Verfügung.

Das Borat der alten türkischen Lagerstätten um Sultançayır, der *Priceit* („Pandermit“) [ $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ] ist bisher in den neuen Vorkommen nicht aufgefunden worden. Wie die Beschreibung und genetische Erklärung von SCHLÜTER [12] erweist und worauf auch das Zusammenvorkommen von *Colemanit* und *Priceit* in Kalifornien hindeutet, ist entstehungsgeschichtlich zwischen den alten und neuen Boratlagerstätten Westanatoliens ein enger Zusammenhang anzunehmen.

#### 1. *Colemanit* [ $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$ ]\*.

*Colemanit* ist das verbreitetste Mineral in den neuen Abbaugebieten. Überraschend stark wechselt von Ort zu Ort und mitunter auch von Schicht zu Schicht die Ausbildungsweise des Minerals. Aus den Lehr- und Handbuchbeschreibungen (z. B. HINTZE) erhält man den Eindruck, als ob *Colemanit* praktisch nur in

<sup>1</sup> Nähere Mitteilungen über diese „Boratflöze“ und auch Photos davon sind in [9] enthalten.

\* Auf die Unwahrscheinlichkeit von vielen der heute üblichen Boratformeln und auf Ansätze zu neuen Formulierungen wurde in einem anderen Zusammenhang verwiesen [8].

schönen, flächenreichen Kristallen vorkommen würde. Hier sind auch andere, genetisch interessante Ausbildungsarten vertreten.

Spaltung und die verhältnismäßig hohe Lichtbrechung heben Colemanit ( $2V_x$  um  $55^\circ$ ) und Priceit ( $2V_x = 32\text{--}43^\circ$ ) aus den übrigen Kalkboraten deutlich hervor.

Handgroße, farblose und klar durchsichtige Spaltstücke („Borspat“) nach  $b(010)$  lieferte F 1.

Aus F 4 stammen ebensolche, doch schneeweiße Borspat-Spaltstücke. Randlich sind Tonschiefereinschlüsse, stellenweise im Colemanit ist auch diffus verteilte „Tonsubstanz“ zu bemerken.

In F 2 kommen einerseits weiße, annähernd kugelige Colemanit-Konkretionen von 3—5 cm Durchmesser mit kleinen Kristallköpfen an der Oberfläche und im Innern radialstrahligem Stengelbau vor, die genetisch manch ähnlichen Gipskonkretionen entsprechen dürften. Andererseits fanden sich hier stark drusig entwickelte Stücke, die auf Umlagerungen unter starkem Volumverlust aus einem wasserreicheren Kalkborat hindeuten. Auch dabei ist zunächst radialstrahliges Kugelwachstum in einer damals jedenfalls plastischen Tonmasse zu bemerken, die teils eingeschlossen, teils weggeschoben wird, doch darauf folgen in einigen Zentimeter Dicke, weißer, pigmentloser Colemanit mit bis 2 cm großen Kristallen als Abschluß. Diese sehen mit ihren gekrümmten Flächen linsenähnlich aus, sie sind oft blockig gebaut und konnten nicht vermessen werden.

Eine besondere Mannigfaltigkeit weist der Colemanit von F 6 auf, der in zahlreichen Proben vorlag; auf diesen Fundort beziehen sich alle weiteren Angaben über Colemanit.

Gelblichweiße bis hellbräunliche, durchscheinende „Colemanitrosen“ ( $D = 2,47$ ) von Faustgröße und darüber ähneln im Aussehen wieder ungemein den bekannten Gipsrosen und sind wie diese als Konkretionen aufzufassen. An der Oberfläche sind fächerförmig angeordnete Kristallrosetten vorhanden, im Bruch tritt kein radialstrahliger Aufbau wie bei den Konkretionen von F 2 zutage, sondern die Spaltfläche (010), die an den verschiedenen Individuen innerhalb weniger Grade spiegelt, bringt eine subparallele Anordnung zum Ausdruck. Nach dem Aussehen dieser Bildungen hatte ich nicht Colemanit vermutet und war vom Untersuchungsergebnis selbst überrascht.

Eine weitere Ausbildungsform kann mit „Bändercolemanit“ bezeichnet werden. 1—6 cm starke, weiße Colemanitlagen sind durch Tonbänder scharf voneinander getrennt. Der Colemanit weist ausgesprochenes Stengelwachstum auf, die Stengel sind 1—2 mm dick und stehen stets senkrecht zur Schichtung des Tongesteins. Bruchflächen des Bändercolemanits, in denen die Stengelrichtung liegt, lassen in offensichtlich ganz unterschiedlicher Lage immer wieder die beste Colemanitspaltfläche (010) mit leichtem Perlmutterglanz erkennen. Danach war zu vermuten und in Dünnschliffen zu erweisen, daß die Stengelrichtung der Z-Achse [001] des Colemanits entspricht. Besonders dickere Lagen zeigen durch Abnahme der tonigen Pigmentierung von innen nach außen und durch verschiedene Korngrößen (zu innerst sind öfters freiläufig völlig dichte, mikroskopisch sehr feinkristalline Colemanitlagen vorhanden, die äußerlich sehr dem Priceit von Sultançayır gleichen) eine Art „symmetrische Gangstruktur“, somit ein Wachstums-, nicht ein sedimentäres Ablagerungsgefüge. Darauf wird voraussichtlich

demnächst näher von E. CLAR im Zusammenhang mit „Bändermagnetit“-Entstehungsfragen eingegangen werden.

Wasserklare Colemanitkristalle von 1—2 cm Durchmesser kleiden bis handgroße Drusenräume aus, die zusammen mit weißem, sehr grobkristallinem Colemanit bis zu 5 cm mächtige Klüfte zwischen stark tonpigmentierten Colemanitkörneraggregaten ausfüllen. In Dünnschliffen sind auch *Kalkspatkörner* mitten im Colemanitverband zu sehen und deutliche *Verdrängungen von Colemanit durch Kalkspat* zu erkennen. Aus kalifornischen Lagerstätten sind solche Pseudomorphosen schon bekannt (11, S. 352). Mehrere von den klaren Colemanitkristallen ( $D = 2,43$ ) konnten goniometrisch gemessen werden, wobei die Abweichungen gegenüber den Daten in DANAS System (11, S. 350) höchstens einige Minuten betragen. Die Kristalle haben isometrischen, und zwar annähernd

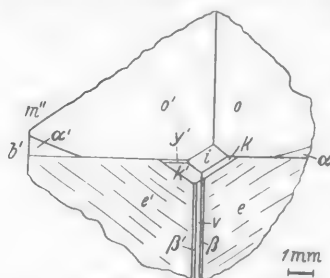


Abb. 1. Kopfbild der Colemanitkristalle von Iskeleköy. Etwas vereinfacht.

oktaedrischen Habitus (Abb. 1) mit  $e$  (121) und  $o$  ( $\bar{2}11$ ) als die Tracht beherrschenden Formen. Nach GOLDSCHMIDTS Kristallatlas und DANAS System sind  $e$  und  $o$  sonst bestenfalls mittlere, meist sogar nur kleine Flächen. Charakteristisch für  $e$  (121) ist eine hier stets wiederkehrende Streifung nach  $[1\bar{1}1]$ , wodurch die Orientierung der Kristalle sehr erleichtert wird. Mittlere Flächen sind  $b$  (010),  $m$  (110) und  $i$  ( $\bar{1}01$ ), während  $\beta$  (111),  $v$  ( $\bar{1}01$ ),  $k$  (011),  $\alpha$  (021) und  $\gamma$  ( $\bar{3}21$ ) als Flächen von untergeordneter Bedeutung genannt werden können.

Pseudooktaedrischen Habitus hat sonst noch die selten auftretende Kombination  $v$  ( $\bar{2}21$ ) mit  $k$  (011), während kurzprismatischer Wuchs  $[001]$  mit großem  $m$  (110) zur Normalausbildung des Colemanits gehört (11, S. 350).

Die türkischen Colemanitkristalle weisen also eine eigene, von den kalifornischen abweichende Tracht auf.

Ganz andersartige Colemanitkristalle — wiederum von F 6 — bauen ganz reizende, schneeweiße und lebhaft glänzende, pseudorhomboedrische Kristallaggregate von  $\frac{1}{2}$ —2 cm Durchmesser auf. Die Großformen sind sichtlich Pseudomorphosen, die aus unzähligen höchstens  $0,7 \times 3$  mm messenden, wasserklaren, säuligen, flächenreichen Kriställchen als wirr gelagertes sperriges Haufwerk mit reichlich Hohlräumen aufgebaut werden. Die optische Untersuchung führte auch hier eindeutig auf *Colemanit* ( $D = 2,42$ ). Aus  $n_{\beta}/L = 7^{\circ}$  und  $n_{\gamma}/L = 22$ — $25^{\circ}$  folgt, daß es sich hier um prismatische, in  $[001]$  gelangte Colemanitkristalle handelt. Die Pseudorhomboeder lieferten mit dem Anlegegoniometer die Inyoitwinkel  $m/m'' = 78^{\circ}$  und  $m/c = 71^{\circ}$ , sie stimmen in Habitus und Tracht vollständig mit den anschließend für denselben Fundort erkannten frischen Inyoitkristallen überein. Anscheinend recht ähnliche *Pseudomorphosen von Colemanit nach Inyoit* sind von einem kalifornischen Fund schon bekannt (11, S. 359; 14, S. 498).

## 2. Inyoit $[\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13 \text{H}_2\text{O}]$ .

Ein faustgroßes, weißes, ganz homogenes Belegstück von F 6 zeigt eine gute Spaltung und fiel gegenüber Colemanit durch niedrigere Härte und, schon in der Hand merkbar, geringere Dichte ( $D = 1,87_1$ ) auf.  $n_{\beta}$  nahe 1,500,  $n_{\alpha}/Z = 37^{\circ}$  und

Spaltblättchen geben bei konoskopischer Untersuchung im Gesichtsfeld annähernd symmetrisch die Austritte der 1. Mittellinie ( $n_x$ ) und einer optischen Achse mit  $V_x$  um  $40^\circ$ ; damit ist Inyoit auch optisch gut gekennzeichnet. Gegen den einbettenden Ton sind manchmal Kristallköpfe (2–4 cm Durchmesser) entwickelt, an denen mittels Anlegegoniometer wie bei den oben beschriebenen Pseudomorphosen  $m/m''' = 78^\circ$  und  $m/c = 71^\circ$  ermittelt werden konnten; es sind ganz einfache, prismatische (pseudorhomboedrische) Kristalle aus  $m$  (110) und  $c$  (001). — Das feine Mineralpulver ist in heißem Wasser sehr merklich löslich. — Inyoit ist sonst eines der selteneren Ca-Borate in Kalifornien, wo es meist zu Meyerhofferit pseudomorphosiert auftritt; häufiger scheint es im Indergebiet (Kazakhstan) und in Neuschottland vorzukommen (11, S. 359).

Inyoit gehört zu den Erstausscheidungen in den Borat-lagerstätten, während die wasserärmeren Kalkborate Meyerhofferit und Colemanit zum mindesten teilweise aus ihm bei Umlagerungen unter Wasserabgabe und Umkristallisationen gebildet werden. Der Volumverlust dabei ist rein rechnerisch schon sehr beträchtlich. Aus 100 Vol.-% Inyoit entstehen 71,4 Vol.-% Meyerhofferit oder 57,6 Vol.-% Colemanit. Das sehr lockere Gefüge in den Pseudomorphosen und die Hohlraumbildungen in den Konkretionen passen gut zur Rechnung.

### 3. Meyerhofferit [ $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ].

Zuerst wurde das Mineral mit  $D = 2,113$  von F 6 nachgewiesen, wo es sich zunächst in schneeweißen, kugeligen Konkretionen von bis 10 cm Durchmesser mit konzentrisch-strahligem Innenbau fand. Im Innern der Knollen sind Hohlräume vorhanden, die wasserklare, prismatische, niedersymmetrische Kristalle von höchstens  $5 \times 1 \times 0,4$  mm Größe bergen. Die Kristalle sind häufig subparallel verwachsen, wodurch Messungen sehr erschwert werden. In der Zone der Längserstreckung [001] gibt es nur schiefe Auslöschungen mit  $\sim 20^\circ$ .  $n_x = 1,500$ ,  $\Delta$  hoch (0,060), opt. 2— mit sehr großem A.W., Disp.  $q < v$  schwach. Die reflexionsgoniometrische Vermessung bestätigte die Bestimmung als *Meyerhofferit*. Auf Grundlage von Aufstellung und A. V. von PALACHE (10, S. 646; 11, S. 356) sind die Kristalle tafelig nach  $a$  (100) unter Streckung nach [001]. Die neuen Messungen liegen zwischen den Werten von SCHALLER und PALACHE (10, S. 645) und ließen eine völlig sichere Indizierung und Identifizierung zu. Von den 22 am vorher einzigen Meyerhofferitvorkommen (Kalifornien) bekannten Formen konnten 8 und zusätzlich 2 neue an den türkischen Kristallen beobachtet werden.

Trachtbeherrschend treten  $a$  (100),  $m$  (110),  $M$  ( $1\bar{1}0$ ) und  $g$  ( $0\bar{1}2$ ) in Erscheinung; Formen mittlerer Bedeutung sind  $b$  (010),  $c$  (001), solche untergeordneter Wichtigkeit  $y$  (101),  $t$  ( $\bar{1}01$ ),  $u$  ( $\bar{1}11$ ) und  $l$  (210).  $q$  ( $0\bar{1}2$ ) und  $l$  (210) sind die für das Mineral neuen Flächen, wobei  $q$ , wie Abb. 2 zeigt, hier die wichtigste Kopf- fläche ist. Von diesem Abschluß abgesehen, ähneln die Kristalle dem tafeligen Typ Kaliforniens [10; 11].

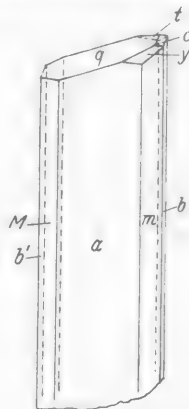


Abb. 2. Meyerhofferitkristalle von Iskeleköy. Etwas vereinfacht. IV ( $\varphi = 80^\circ$ ;  $q = 75^\circ$ ).

Von F 3 erhielt ich ursprünglich nur mehrere Proben unter der Bezeichnung „verwitterter Colemanit“<sup>1</sup>, in denen ich keinerlei Borat, sondern nur *Kalkspat* fand. Es sind sehr lockere, weiße, generell stengelige Bildungen, doch diese sind aus sehr zahlreichen, oft wie angelöst aussehenden Kalkspatkörnern zusammengesetzt. Die Erklärung dafür lieferte erst eine jüngst zusätzlich erhalten Probe von derselben Aufsammlung. Im Ton eingelagert kommt hier als Bormineral ein sehr sperrig gelagertes Aggregat bis zu 3 cm langer, subparallel angeordneter, farbloser bis weißer Meyerhofferitkristalle vor ( $D = 2,12$ ). Die obigen Kalkspatbildungen sind als *Pseudomorphosen* nach *Meyerhofferit* aufzufassen, wie ja auch die analoge Kalzitisierung von Colemanit und von Priceit bereits aus dem Schrifttum bekannt ist.

Ob dieser Meyerhofferit und auch die vorher beschriebenen Drusen im Innern der Konkretionen ebenfalls als Umlagerungen von Inyoit zu deuten sind, ist ungewiß. Kristallographische Belege, wie sie Kalifornien für eine solche Pseudomorphosierung geliefert hat, fehlen hier noch. Doch ist die Entstehung solch hohlraumreicher, sperriger Gefüge kaum als Ausfällung während der Sedimentation vorstellbar, während bei der Umbildung von Inyoit, wie dort schon ausgeführt, zwangsläufig solche Verhältnisse auftreten müssen.

#### 4. *Ulexit* [ $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ ].

Dieses Mineral (mit  $D = 1,95_9$ ) ist mir bisher nur mehrfach im Material von F 6 untergekommen. Es sind wiederum konkretionäre Ausscheidungen, weiße knollige Bildungen bis zu 7 cm Durchmesser mit niedriger Oberfläche und etwas seidigem Glanz. Im Innern ist entweder eine stengelige Ausbildung vorhanden, oder es liegen Haufen feinsten Fasern vor, die ganz den „cotton balls“ der nevadischen und kalifornischen Ulexite gleichen. Aus dem größeren Material erhält man im Pulverpräparat entsprechend den Spaltungen nach (010), (110) und (110) in [001] gelangte Bruchstücke, mit teils positivem, teils negativem Zonencharakter.  $n_{\beta}/L$  um  $21^\circ$ . Besonders kennzeichnend für dieses Borat ist das massenhafte Auftreten polysynthetischer Zwillingslamellen. Die Fasern sind infolge subparalleler Aggregierung und von Überlagerungen schwieriger zu behandeln. Chemisch ist leicht das Na zu erfassen.

Das Auftreten von Ulexit in diesen türkischen Lagerstätten ist von geochemischem Interesse. Damit ist erstmals nachgewiesen, daß außer reinen Ca-Boraten hier auch Natrium an der Mineralisation beteiligt ist und somit weitere, vielleicht auch wirtschaftlich wichtige, Na-Ca- und Na-Borate erwartet werden können.

Die Ulexitproben weisen keine Hohlraumbildungen auf und Ulexit ist wahrscheinlich, wie Inyoit und Tertschit, als primäres, wasserreiches, zu Umlagerungen geeignetes Borat niedriger Dichte zu werten.

#### 5. *Tertschit* [etwa $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 20 \text{H}_2\text{O}$ ] \*.

Weitaus die meiste Mühe verursachte die Untersuchung dieses bisher nur von F 5 stammenden, ebenfalls schneeweißen, feinstfaserigen, seidigglänzenden

<sup>1</sup> Als „Colemanit“ wurden in den Gruben zunächst alle vorkommenden Borate gehalten!

\* Das Mineral wurde von mir zu Ehren von Hofrat Univ.-Prof. Dr. HERMANN TERTSCH, Wien (1880—) benannt (7, S. 144; 8, S. 41).



Borats. Es ähnelt im Aussehen völlig den faserigen Ulexiten (z. B. Esmeralda County, Nevada, wovon ich Vergleichsmaterial hatte). An Faserboraten sind sonst noch bekannt: Ludwigit-Paigeit, Pinnoit, Kernit, Veatchit, Sussexit, Szaibelyit, Lüneburgit, Hydroborazit und vor allem hier von Interesse, kalifornischer Meyerhofferit in Pseudomorphosen nach Inyoit. Daß nicht Ulexit vorlag, ergab sich schon aus der Optik und beim Erhitzen v. d. L., wobei keine Na-Flammenfärbung, sondern nur die grüne Borfarbe auftritt. Die qualitative Untersuchung führte auf ein wasserreiches Ca-Borat. Die spektrochemische Analyse durch Dr. Ing. F. KAHLER (Radenthein) bestätigte das und führt bloß als Spurenelemente Mg, Si, Ag, Cu, Sr und Al an.

Das Mineral löst sich (verglichen mit Inyoit) nur wenig in heißem Wasser, jedoch leicht in schon sehr verdünnter Salzsäure.

Die quantitative Analyse des lufttrockenen, gut ein Jahr lang im Arbeitsraum gelagerten Minerals, die freundlichst Dr. W. ZWICKER (Wien) übernommen hatte, ergab:

Tabelle 1.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Gew.-%	Nach Abzug der Gangart auf 100	Mol.-Quot. $\times 1000$	Als Tertschit	Als Inyoit	Inyoit Gew.-%	Mol.-Quot. $\times 1000$	
CaO	22,40	23,00	411	$4 \times 103$	$2 \times 205$	20,20	361	$2 \times 180$
MgO	Spur	—	—	—	—	—	—	—
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,26	38,30	550	$5 \times 110$	$3 \times 183$	37,62	541	$3 \times 180$
H <sub>2</sub> O ( $\Sigma$ )	37,72	38,70	2150	$20 \times 107$	$13 \times 165$	42,18	2342	$13 \times 180$
Gangart	2,68	—	—	—	—	—	—	—
	100,06	100,00				100,00		

Mit Abweichungen, wie sie bei Analysen natürlicher Borate — vgl. z. B. [11] — öfters zu bemerken sind, kann daraus etwa die Formel  $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 20\text{H}_2\text{O}$  abgeleitet werden. Auf die allgemeine Unsicherheit betreffs Wasseranschreibung und „Boratkomples“ der heute noch in dieser Mineralgruppe üblichen Formeln ist von mir kürzlich hingewiesen worden (8, S. 42).

H<sub>2</sub>O-Abgabe (W. ZWICKER):

Tabelle 2.

	Gew.-%	Nach Abzug der Gangart auf 100	Mol. Quot. $\times 1000$	
bei 50° C	10,16	10,43	580	$5,4 \times 107$
bei 110° C	21,24	21,83	1214	$11,3 \times 107$
bei 150° C	26,70	27,43	1525	$14,2 \times 107$
Gesamt-H <sub>2</sub> O	37,72	38,70	2150	$20 \times 107$

Nach eigenen Bestimmungen ist bei 350° C schon ein H<sub>2</sub>O-Verlust von rund 35 Gew.-% eingetreten; beim Erhitzen bis zu schwacher Rotglut erhielt ich als Gesamtwasserabgabe 37,76% in guter Übereinstimmung zu W. ZWICKERS zu einem anderen Zeitpunkt erhaltenen Ergebnis.

Daß nicht Meyerhofferit, an den wesentlich gedacht werden mußte, vorliegen konnte, geht aus der Analyse klar hervor.

Die Bauschzusammensetzung ähnelt unter allen Kalkboraten lediglich dem Inyoit  $[\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13 \text{H}_2\text{O}]$ , dessen theoretische Werte zum Vergleich in den Reihen 6—8 der Tabelle 1 angefügt wurden. Kolonne 5 versucht die Analyse als „Inyoit“ zu erfassen, wie ersichtlich mit recht unbefriedigender Übereinstimmung. Kolonne 4 entspricht der oben gebrachten Formel ganz wesentlich besser. Bemerkenswert ist, daß etwa dieselben prozentualen Unterschiede, wie sie zwischen den theoretischen Analysenwerten und den daraus abgeleiteten Formeln von einerseits Colemanit  $[\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}]$  und Priceit  $[\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}]$  bestehen, nun andererseits wieder bei den wasserreicheren Kalkboraten Inyoit  $[\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13 \text{H}_2\text{O}]$  und Tertschit  $[\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 20 \text{H}_2\text{O}]$  mit jeweils denselben Boratkomplexen auftreten.

Auf gewisse Unterschiede zwischen Inyoit und Tertschit im Habitus, in den optischen Verhältnissen, in Wasserleicht- bzw. Wasserschwerlöslichkeit und in der Neigung bzw. Nichtneigung zur Verwitterung ist bereits in einem Vortragsbericht eingegangen worden [8].

Mit Ausnahme der nadelig-faserigen Entwicklung waren am Material keinerlei kristallographische Merkmale zu gewinnen. Nicht sehr viel mehr lieferte infolge der Feinfaserigkeit und der Aggregierung zu Faserpaketen die optische Untersuchung. Die Fasern sind oft weitgehend parallel orientiert mit einheitlichem optischen Verhalten. Die Auslöschung ist meist schief mit einem Maximum  $n_x'/L$  von 30—33°. Durch Wälzung der Faserpakete kann auch gerade Auslöschung mit ebenfalls positivem Zonencharakter erhalten werden. Die Fasern scheinen brettartig gestaltet zu sein, wodurch in Pulverpräparaten mit beweglichen Immersionsmitteln häufig die Lagen maximaler Auslöschungsschiefe erhalten werden. Entgegen Ulexit liegt nahe der Längsrichtung sicher nicht  $n_\beta$ . Die Achsenenebene dürfte in die Längsrichtung fallen:  $n_\alpha'$  um 1,502,  $n_\gamma'$  um 1,517. Das sind Werte, die ähnlich  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  von Inyoit sind (11, S. 359). Doch hat Inyoit [001] negativen, nicht positiven Zonencharakter. Auch nach [100] gelangt gedachte Inyoitkristalle passen nicht zu den beobachteten Werten.

Die optischen Beobachtungen scheinen für *monokline* Symmetrie zu sprechen.

Es wurde nun noch versucht, die Unterschiede von Tertschit und den anderen Kalkboraten durch Pulveraufnahmen (alles  $\text{Cu}_{K\alpha}$ -Strahlung mit Ni-Filter;  $d_{hkl}$  in Å und geschätzte Intensitäten) festzuhalten. In der Literatur war darüber nur wenig durch BOLDYREW und durch HEDLIK (4, S. 421) bekannt; nachträglich kam noch die Studie von HEY und BANNISTER [5] dazu.

Trotz mehrmaliger Versuche konnte F. KAHLER (Radenthein) vom Tertschit nur verhältnismäßig linienarme Aufnahmen erhalten. CL. FRONDEL (Cambridge, Mass.) fertigte mir freundschaftlichst eine ganze Reihe Borat-Vergleichsaufnahmen an, die im Institute von F. KAHLER ausgemessen wurden.

Aus diesem Material sind für die Kalkborate nachfolgend die stärksten Linien zusammengestellt.

Priceit von Oregon (HEY und BANNISTER). 31 Linien. 10,91 (10), 5,96 (6), 3,49 (6), 2,18 (6), 2,31 (5), 3,67 (5) ...

Priceit (Pandermit) von Azizichi, Kleinasien. Umgerechnet (!) aus einem Debyeogramm HEDLIKS. 13 Linien. 3,65 (10), 2,15 (9), 3,40 (6), 2,27 (6), 3,87 (5), 1,90 (5) ...

- Colemanit* von San Bernardino, Kalifornien. Umgerechnet (!) aus einem Debyeogramm HEDLIKS. 11 Linien. 5,22 (10), 2,98 (10), 2,47 (9), 3,74 (8), 1,852 (6), 5,91 (5), 3,21 (5), 1,96 (5) ...
- Ginorit* von Toskana (HEY und BANNISTER). 29 Linien. 7,18 (8), 5,36 (7), 2,09 (7), 3,57 (5), 3,28 (5) ...
- Hydroborazit* aus USA. (Aufnahme CL. FRONDEL). 49 Linien. 4,47 (10), 2,44 (10), 5,78 (9), 5,02 (9), 3,33 (9), 6,71 (8), 2,20 (8), 1,912 (8) ...
- Ulexit* von White Basin, Clark Co., Nevada. (Aufnahme CL. FRONDEL.) 33 Linien. 7,88 (8), 12,17 (7), 6,04 (6), 2,68 (6), 4,17 (5), 2,59 (5) ...
- Ulexit* von Iquique, Tarapaca, Chile (HEY und BANNISTER). Abbildung einer Pulveraufnahme ohne Ausmessungen.
- Meyerhofferit* vom Death Valley, Kalifornien. (Aufnahme CL. FRONDEL.). 13 Linien. 8,09 (6), 6,52 (6), 5,04 (5), 3,17 (5), 2,53 (4) ...
- Inyoit* von Inder, Kazachstan (BOLDYREW). 13 Linien. 2,79 (10), 2,52 (10), 3,03 (9), 2,05 (8), 2,64 (6), 2,17 (6) ...
- Inyoit* von Neuschottland. (Aufnahme CL. FRONDEL.) 28 Linien. 7,70 (10), 2,05 (6), 2,53 (5), 2,79 (4), 2,65 (4), 3,08 (3), 2,19 (3) ...
- Tertschit* von Kurtpinari (links), Faraş. (Aufnahme F. KAHLER.) 10 Linien. 2,83 (6), 2,35 (4), 2,02 (3, 5), 3,12 (3), 2,16 (3), 1,93 (3) ...

Einige Ähnlichkeiten bestehen zwischen den Inyoit- und den Tertschit-aufnahmen. An deutlichen Unterschieden sind hervorzuheben: die zweitstärkste Tertschitlinie mit 2,35 Å fehlt bei Inyoit; die starken Inyoitlinien von 2,53 und 2,65 Å sind nicht unter den stärkeren Tertschitlinien enthalten.

Weitere Untersuchungen am Tertschit sind in Vorbereitung.

### III. Vom Lumineszenzverhalten der Borate.

Einige Angaben über Beobachtungen an Boraten im U.V.L. existieren von E. ENGELHARDT (3, S. 21, 23) und von JONG (6, S. 268) für Strahlungsmaxima von 3500 bzw. 3650 Å. Das neue türkische Material wurde im gefilterten U.V.L. einer Hanauer Quarzlampe durchgesehen.

1. *Colemanit*. Fluoreszenz (Fl.) weiß, gelblich- oder bläulich-weiß. Phosphoreszenz (Ph.) ziemlich stark grünlichweiß, ähnlich manchen Kalkspäten. Andere Colemanitproben erwiesen sich als Nichtleuchter.
2. *Inyoit*. Fl. schwach bräunlichweiß, Ph. dumpf weiß.
3. *Meyerhofferit*. Fl. schwach weiß; Ph. keine.
4. *Ulexit* und
5. *Tertschit* verhalten sich im U.V.L. völlig gleich: Fl. verhältnismäßig leuchtstark licht- bis tiefblauviolett; kein Nachleuchten. Ähnlich blaue Fluoreszenz ist von HAITINGER und von HABERLANDT und KÖHLER auf seltene Erden ( $Ce^{+3}$ ,  $Eu^{+2}$ ) in Boratgläsern bzw. in Fluß- und Feldspäten zurückgeführt worden. Ulexit von Esmeralda County, Nevada, verhält sich gleichartig. Für Ulexit von Iquique, Chile ist sehr starke, hellgrüne Fl. und starke, grüne Ph. angegeben worden (3, S. 23). Ulexit aus Argentinien wurde dagegen als Nichtleuchter beschrieben (6, S. 268).

### IV. Paragenetische Kurzzusammenfassung.

Da zusammen mit der lagerstättenkundlichen Beschreibung der neuen Boratvorkommen die paragenetischen Verhältnisse aller Boratminerale und damit auch ausführlich die nun hier in Westanatolien neu nachgewiesene Mineralgesellschaft besprochen worden sind [9], genügen hier einige wenige, zusammenfassende Mitteilungen.

Die alten türkischen Boratlagerstätten um Sultançayir enthalten als einziges Borat Priceit („Pandermit“). Trotz dieser mineralogischen Monotonie hat SCHLÜTER [12] in seiner Monographie dieses Vorkommen eine Auffassung über die Bildung entwickelt, die weitgehend mit den Vorstellungen über die bedeutenden kalifornischen Lagerstätten übereinstimmt. Die neuen türkischen Borataufschlüsse haben mit der Auffindung von Colemanit, Inyoit, Meyerhofferit, Ulexit (und zusätzlich Tertschit) das an Mineralen geliefert, was zur völligen Gleichsetzung mit dem „Typus Kalifornien“ (9, S. 91) bisher gefehlt hat. Was nun an weiteren Mineralen noch erwartet werden kann, ist ebenfalls im lagerstättenkundlichen Teil erwähnt worden (9, S. 92). Das im Gelände als „Tonschiefer“ angesprochene Muttergestein wurde als wesentlich Montmorillonit führend erkannt, es ist damit aller Wahrscheinlichkeit nach als *Bentonit* zu deuten. Damit wäre auch für die Boratvorkommen ein weiterer Hinweis auf Zusammenhänge mit jungem Vulkanismus gewonnen.

Zur vollen Kenntnis der Vorkommen fehlen eine gründliche, geologische Kartierung des Gebietes und unter Kenntnis und Trennung der einzelnen Borate an Ort und Stelle anzustellende Beobachtungen über das Vorkommen der genannten Minerale und ihrer Verteilung in den Lagerstätten. Nach der nun erfolgten Feststellung des Mineralbestandes, nach einzelnen bei der Durcharbeitung des Materials gewonnenen Hinweisen auf Umlagerungs- und Umwandlungsvorgänge, wäre es von großem Interesse, diesen Beobachtungen und Überlegungen im Aufschlusse selbst nachzugehen. Das sollte zur Klärung der Frage der primären und der sekundären Borate in diesem Typus führen. Und zwangsläufig wird damit auch eine vergleichende mineralogische Neuuntersuchung der alten Boratlagerstätten um Sultançayir aktuell. Manche Beobachtungen von SCHLÜTER, die in dieser Hinsicht von ihm nicht ausgewertet worden sind, scheinen mir darauf hinzuweisen, daß es zumindest noch durchaus fraglich ist, ob Priceit eine primäre Boratausfällung darstellt oder ob dieses Mineral nicht vielmehr auch als sekundäres Umlagerungsprodukt zu deuten ist.

Die für die Türkei hiemit neu nachgewiesenen Boratminerale sind nicht bloß schöne und interessante Objekte für Wissenschaftler und Sammler, sondern, wie die Förderzahlen der beiden letzten Jahre bewiesen haben, auch von wirtschaftlichem Wert. Es würde mich freuen, wenn die oben angedeuteten, noch fehlenden Untersuchungen zur Abrundung des Gesamtbildes und als Unterlagen für weitere Forschungen und Aufschlußarbeiten im Lande selbst bald erfolgen würden.

Zum Abschlusse danke ich den Herren Dr. Ing. HÜSAMEDDIN YAKAL und Dr. A. HELKE für das hochinteressante, neue Material, Prof. Dr. CL. FRONDEL, Dr. Ing. F. KAHLER, Doz. Dr. K. JASMUND und Dr. W. ZWICKER für die im Text genannten wertvollen Hilfen, hauptsächlich durch Beistellung und Vermessung von Röntgenaufnahmen bzw. durch eine Mineralanalyse.

#### Literatur.

- [1] BERMAN, H.: A torsion microbalance for the determination of specific gravities of minerals. Amer. Mineralogist Bd. 24 (1939) S. 434—440. — [2] ENDELL, J., R. ZORN u. U. HOFMANN: Über die Prüfung auf Montmorillonit mit Benzidin. Angew. Chem. Bd. 54 (1941) S. 376—377. — [3] ENGELHARDT, E.: Lumineszenzerscheinungen der Mineralien im

ultravioletten Licht. Inaug.-Diss. Univ. Jena, S. 1—40. Weida in Th. 1912. — [4] HEDLIK, A.: Zur Kenntnis von Pandemit und Colemanit. *Tschermaks mineral.-petrogr. Mitt.*, 3. F. Bd. 1 (1950) S. 419—421. — [5] HEY, M. H., u. F. A. BANNISTER: The identity of cryptomorphite and ginorite. *Mineral. Mag.* Bd. 29 (1952) S. 955—959. — [6] JONG, W. J.: Luminescentie van Mineralen in ultraviolet-licht. *Geologie u. Mijnbouw*. Bd. 1 (1939) S. 257—272. [7] MEIXNER, H.: Über ein wahrscheinlich neues Bormineral aus Kleinasien. *Karinthin*, F. 18 (1952) S. 144—146. — [8] MEIXNER, H.: Einige Boratminerale (Colemanit und Tertschit, ein neues Mineral) aus der Türkei. *Fortschr. Mineral., Kristallogr., Petrogr.* Bd. 31 (1953). S. 39—42. — [9] MEIXNER, H.: Neue türkische Boratlagerstätten. *Berg- u. hüttenmänn. Mh.* Bd. 98 (1953) S. 86—92. — [10] PALACHE, CH.: *Crystallography of Meyerhofferite*. *Amer. Mineralogist* Bd. 23 (1938) S. 644—648. — [11] PALACHE, CH., H. BERMAN and CL. FRONDEL: *DANAS System of Mineralogy*, 7. Aufl. New York 1951. — [12] SCHLÜTER, A.: Das Pandemitvorkommen von Sultan Tschair. *Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre* Bd. 17 (1928) S. 1—57. — [13] SIEGL, W.: Über den Nachweis von Montmorillonit mit Benzidin. *Mh. N. Jb. Mineral. A* (1945—1948) S. 40—43. — [14] VONSEN, M.: Borates in California. *Rocks and minerals* Bd. 26 (1951) S. 494—503. — [15] WINCHELL, A. N., u. H.: *Elements of optical mineralogy*. Bd. 2, *Descriptions of minerals*. 4. Aufl. New York 1951.

Dr. HEINZ MEIXNER, Knappenberg, Kärnten (Österreich).



Aus dem Institut für mathematische Statistik und dem Sedimentpetrographischen Institut  
der Universität Göttingen.

### Das Sehnenschnittverfahren.

Eine Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Sediment-  
gesteine aus Dünnschliffen.

Von

HANS MÜNZNER und PAULA SCHNEIDERHÖHN.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingegangen am 14. Mai 1953.)

Inhaltsübersicht.	Seite
Fragestellung und Literatur . . . . .	456
Die Ausführung der mikroskopischen Sehnenschnittmessung . . . . .	457
Vergleichende Betrachtung von Sehnenschnitten und Siebkorngrößenverteilung . . . . .	458
Allgemeines Wahrscheinlichkeitsmodell für das Sehnenschnittverfahren . . . . .	460
Formeln für den Zusammenhang zwischen Korngrößen- und Sehnenschnittenverteilung bei beliebiger Klasseneinteilung . . . . .	461
Experimentelle Überprüfung des zugrunde gelegten Modells . . . . .	463
Äquidistante Klasseneinteilung . . . . .	465
Logarithmisch-äquidistante Klasseneinteilung . . . . .	467
Die Umrechnung der Korngrößenverteilung auf Gewicht . . . . .	468
Diskussion eines konkreten Beispiels . . . . .	469
Schlußbemerkungen . . . . .	470
Literatur . . . . .	470

#### 1. Fragestellung und Literatur.

In allen klastischen Gesteinen vom Korngrößenbereich des Sandes, deren Verfestigungsart oder -grad eine Zerlegung in Einzelkörner nicht zuläßt, ist man für das Studium der Gefügeeigenschaften im wesentlichen auf Dünnschliffuntersuchungen angewiesen. Unter den Gefügeeigenschaften ist die Kenntnis der Korngrößenverteilung für genetisch-wissenschaftliche und für technische Fragen von besonderer Wichtigkeit. Eine befriedigende Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Gesteine aus Dünnschliffen ist deshalb ein alter Wunsch der Sedimentpetrographie.

Das allgemeine Problem, das der Ermittlung der Korngrößenverteilung aus Dünnschliffen zugrunde liegt, sei kurz erläutert: Ein Dünnschliff ist eine zufällige Schnittebene durch das Gestein. Die Schnittflächen, die der Schliff aus den einzelnen Körnern herauschneidet, sind ebenfalls zufällig und fallen in der Regel nicht mit den größtmöglichen Schnitten durch das Korn (z. B. Großkreisschnitten bei Kugeln) zusammen. Der einzelne Korndurchschnitt des Dünnschliffes sagt über die wahre Größe des Kornes nichts aus. Erst auf Grund von Messungen an einer genügenden Anzahl von Kornflächenschnitten im Dünnschliff ist es mit Hilfe mathematisch-statistischer Betrachtungen möglich, zu Aussagen über die Korngrößenverteilung in der Probe zu kommen.

Die Aufgabe, aus der Verteilung gemessener Kornflächenschnitte auf die Korngrößenverteilung zu schließen, ist nicht auf die Sedimentpetrographie

beschränkt. Sie ist unter anderem auch in der Astronomie, Anatomie, Biologie und Metallkunde aufgetreten; als „Korpuskel-Problem“ ist sie in der mathematischen Statistik behandelt worden. Von den Autoren, die sich mit dieser Frage beschäftigt haben, seien (in der Reihenfolge des Erscheinungsjahres ihrer Arbeiten) hier HAGERMAN [9], WICKSELL [21], [22], SCHELL [15], [16], SCHELL und WURST [17], KRUMBEIN [10], [11], BRÜCKNER [2], VUAGNAT [20], DEDE-  
RICHS-KOSTRON [6], CHAYES [3], [4], GREENMAN [7], [8], PELTO [13], ROSENFELD, JACOBSEN und FERM [14] genannt. Alle diese Bearbeiter legen der Ermittlung der Korngrößenverteilung die Kornflächen im Dünnschliff zugrunde, die in verschiedener Weise ausgemessen werden (größter Durchmesser allein, senkrecht aufeinanderstehendes Durchmesserpaaar, Planimetrierung der Flächeninhalte an Schliffprojektionen u. a.). Mikroskopische Durchmessermessungen sind jedoch mühsam und zeitraubend, da jeder zu messende Kornschnitt in das Fadenkreuz gebracht und jede zu messende Durchmesserrichtung einem Faden parallel gedreht werden muß. Planimetrierungen sind noch umständlicher. Es wird deshalb hier ein Dünnschliffverfahren vorgeschlagen, das sich nur auf die rasch und bequem auszuführende Messung von *Sehnen* der Kornflächenschnitte im Dünnschliff gründet und das „*Sehnenschnittverfahren*“ genannt werden soll.

In der vorliegenden Arbeit wird zunächst die praktische Durchführung der mikroskopischen Sehnenmessung kurz dargestellt und dann eine Methode angegeben, die mit hinreichender Genauigkeit die Ermittlung der wahren Korngrößenverteilung aus der Verteilung der gemessenen Sehnenlängen ermöglicht. Dabei wird besonderer Wert darauf gelegt, daß sich die zu bestimmende Korngrößenverteilung in der gleichen Form ergibt wie die mit Hilfe der Siebanalyse gewonnene Korngrößenverteilung. Der Wunsch nach dieser gleichen Form der Ergebnisse eines Dünnschliffverfahrens und der Siebanalyse ergab sich ursprünglich aus den Erfordernissen der Bohrkernuntersuchung. Hier wechsellagern häufig lockere oder wenig verfestigte Sande, deren Korngrößenverteilung durch die Siebanalyse ermittelt werden kann, mit stärker verfestigten Sandsteinen, die sich dieser Untersuchungsmethode entziehen. Im Interesse einer einheitlichen Bearbeitung des Gesamtprofils, und da überhaupt im Korngrößenbereich des Sandes die Korngrößenverteilung und -bestimmung für Lockersedimente fast ausnahmslos durch die Siebung erfolgt, so erscheint es — auch abgesehen von dem Spezialfall der Bohrkernuntersuchung — ganz allgemein zweckmäßig für die Korngrößenuntersuchung im Dünnschliff eine Methode zu entwickeln, deren Ergebnisse sich mit den Ergebnissen der Siebanalyse vergleichen lassen.

## 2. Die Ausführung der mikroskopischen Sehnenmessung.

Legen wir durch einen Dünnschliff eine Gerade, so stellen die Strecken, die innerhalb der getroffenen Kornflächenschnitte abgeschnitten werden, die zu messenden Sehnen dar. Ihre mikroskopische Ausmessung wird besonders einfach, weil es zur Ermittlung der Korngrößenverteilung nicht unbedingt erforderlich ist, die Sehnenlängen genau zu bestimmen. Es genügt vielmehr, nach Wahl einer Klasseneinteilung festzustellen, welcher Größenklasse jede beobachtete Sehne angehört. Die erforderliche Anzahl der Größenklassen hängt davon ab, mit welcher Genauigkeit die Korngrößenverteilung aus den Sehnenlängen bestimmt

werden soll. Genaue Einzelheiten hierüber und über die Klasseneinteilung selbst enthält der mathematische Teil dieser Arbeit. Die gewählte Klasseneinteilung muß ins Mikroskop übertragen werden, was auf folgende Weise geschieht: Mit Hilfe eines Objektmikrometers wird ausgemessen, wieviel Teilstriche (bei einem bestimmten, der jeweiligen absoluten Größe der Körner angepaßten Objektiv) eines Mikrometerokulars den gewählten Klassengrenzen der Sehnenlängeneinteilung entsprechen. Man kann beispielsweise als Klasseneinteilung der Sehnenlängen die sich nach dem dekadisch-logarithmischen Prinzip ergebende Korngrößenskala, wie sie in der Sedimentpetrographie benutzt wird, verwenden. Man erhält dann für ein bestimmtes Mikroskop aus den gemessenen Werten

Tabelle 1. Die mikroskopischen Werte der Siebfraktionen für das Winkel-Instrument VI M Nr. 24282.

Sehnenlängen mm	Teilstriche des Okularmikrometers		
	Objektiv 0	Objektiv 3a	Objektiv 5a
6,30 — 3,56	140 — 79		
3,56 — 2,00	79 — 45		
2,00 — 1,12	45 — 25	167 — 93	
1,12 — 0,63	25 — 14	93 — 53	200 — 113
0,63 — 0,35	14 — 8	53 — 29	113 — 63
0,35 — 0,20	8 — 4,5	29 — 17	63 — 36
0,20 — 0,11	4,5 — 2,5	17 — 9	36 — 20
0,11 — 0,063	2,5 — 1,5	9 — 5	20 — 11
0,063 — 0,035		5 — 3	11 — 6
0,035 — 0,020		3 — 2	6 — 4
0,020 — 0,011			4 — 2

eine Zusammenstellung nach Art der Tabelle 1.

Nach dieser vorbereiteten Arbeit kann die eigentliche Dünnschliffvermessung beginnen. Man spannt den Schliff in einen Objektführer ein. Dann werden durch den Schliff in bestimmten Abständen gedachte Meßgerade gelegt. Die Weite der Abstände wählt man zweckmäßig so, daß möglichst der ganze Schliff gleichmäßig zur Vermessung gelangt. Der Abstand zweier

Meßgeraden soll dabei nicht kleiner sein als etwa der größte Durchmesser der Kornflächenschnitte. Die gedachten Meßgeraden werden am besten erst parallel zur einen und dann parallel zur anderen Kante des Objektführers gelegt. Um die jeweilige Meßgerade im Schliff konkret verfolgen zu können, läßt man sie so an der Mikrometerteilung des Mikrometerokulars vorbeilaufen, daß sie eben den Anfang der Mikrometerteilung senkrecht zu den Teilstrichen berührt. Beim Weiterbewegen des Schliffes im Objektführer werden immer neue Kornflächenschnitte durch die Meßgerade hindurchgeführt. Hierbei werden die Längen der Sehnen, gemessen in Teilstrichen, festgestellt. Beträgt z. B. (bei Verwendung von Objektiv 3a der Tabelle 1) die Länge einer Sehne 41 Teilstriche, so muß sie der Größenklasse 0,65—0,35 mm zugeteilt werden; eine Sehne, die 8 Teilstrichen entspricht, gehört in die Größenklasse 0,11—0,063 mm; usw. Zweckmäßig benutzt man ein Meßprotokoll mit Rubriken für die verschiedenen Größenklassen. Jede vermessene Sehne wird dann in der Rubrik der betreffenden Größenklasse durch einen Strich gezählt. Es ist notwendig, von jedem Gestein mindestens 1000 Sehnen in dieser Weise auszumessen.

### 3. Vergleichende Betrachtung von Sehnenlängenverteilung und Siebkorngrößenverteilung.

Zur Untersuchung, ob und in welchem Ausmaß die gemessenen Sehnenlängenverteilungen sich von den entsprechenden Siebkorngrößenverteilungen unterscheiden, wurden einige leicht aufbereitbare Sandsteine sowohl der Siebung

als auch dem Sehnenschnittverfahren unterworfen. Die gewonnenen Sehnenschnittenverteilungen wurden (nach Umrechnung in Gewicht) mit den gefundenen Siebkorngrößenverteilungen verglichen. Da das Sehnenschnittverfahren für große Körner oft nur kleine Sehnen liefert, lag die Vermutung nahe, daß bei den gemessenen Sehnenschnittenverteilungen die Klassen mit feineren Korngrößen stärker besetzt seien als bei den Ergebnissen der Siebanalyse. Die tatsächlichen Befunde gaben jedoch ein anderes Bild: Die beiden Verteilungen wiesen zwar Unterschiede auf (sie waren in einigen Fällen allerdings bemerkenswert gering): in gar keiner Weise zeigte aber die Sehnenschnittenverteilung das erwartete stärkere Auftreten feinerer Korngrößen.

Dieses Ergebnis kann durch folgende 2 Faktoren erklärt werden: *Ein* Erklärungsgrund ist darin zu sehen, daß die Körner nicht, wie bei der quantitativen Erfassung von Korneigenschaften klastischer Gesteine allgemein vorausgesetzt wird, eine immer kugelhähnliche Form haben, sondern daß sie auch länglich sein können. Längliche Körner geraten bei der Siebanalyse in verhältnismäßig kleine Größenklassen (vgl. [19]), während sie bei dem Sehnenschnittverfahren auch größere Sehnen liefern können und dann größeren Größenklassen zugezählt werden. Dieser Effekt wird noch verstärkt, da man zunächst bei der Umrechnung auf Gewicht die kugelige Form voraussetzen muß.

Der *zweite*, die beobachtete Diskrepanz erklärende Faktor, konnte an Hand von Modellversuchen mit Kreis- und Ellipsenscheiben erkannt werden. Beim Werfen solcher Scheiben auf ein System paralleler Geraden (eingezeichnete Linien auf einem großen Zeichenbogen und Ritzen eines Fußbodens) zeigte es sich, daß die Geraden viel häufiger von großen als von kleinen Scheiben getroffen wurden. Dieser Effekt wurde immer wieder, unabhängig von der Form der Schnitte und dem gewählten Abstand der Geraden, beobachtet. Aus ihm läßt sich folgern, daß größere Schnitte eine größere Chance haben, von der Meßgeraden getroffen zu werden, als kleinere.

Von den 3 eben erörterten Effekten soll der Effekt, daß große Körner kleinen Größenklassen zugeordnet werden, da sie kleine Sehnen liefern, *Verkleinerungseffekt* genannt werden. Bei der in der Sedimentpetrographie meistens benutzten Methode von KRUMBEIN [10], die — wie bereits ausgeführt — der Ermittlung der Korngrößenverteilung aus den größten Durchmessern der Flächenschnitte (nicht aus den Sehnen) dient, und bei der von GREENMAN [8] ausgearbeiteten Weiterführung des KRUMBEINSchen Verfahrens wurde nur dieser Effekt berücksichtigt.

Mit *Erfassungseffekt* soll der Effekt bezeichnet werden, daß große Körner verhältnismäßig häufiger bei der Sehnenschnittenmessung erfaßt werden als kleinere.

Schließlich wirkt, wie bereits behandelt wurde, beim Vergleich mit der Siebkorngrößenverteilung noch ein weiterer Effekt mit, der *Formeffekt* genannt werden soll, da er durch die Abweichung der Körner von der Kugelform hervorgerufen wird.

Erfassungseffekt und Formeffekt wirken dem Verkleinerungseffekt entgegen, indem die beiden erstgenannten eine Verstärkung der größeren und der letztgenannte eine Verstärkung der kleineren Größenklassen bewirken. Welcher der Effekte sich durchsetzt, hängt jeweils von der wahren Korngrößenverteilung ab. Wie sich in den nächsten Abschnitten zeigen wird, gibt es sogar spezielle

Korngrößenverteilungen, für die sich die genannten Effekte in jeder Größenklasse gegenseitig aufheben.

Da die beiden erstgenannten Effekte für jede Sehnenmessung nicht mit Sicherheit angegeben sondern nur mit gewissen Wahrscheinlichkeiten erfaßt werden können, müssen die Methoden der Wahrscheinlichkeitsrechnung herangezogen werden, um die quantitativen Beziehungen zwischen Sehnenlängenverteilung und Korngrößenverteilung zu ermitteln. Der Formeffekt kann nur in der Weise Berücksichtigung finden, daß man die Berechnungen für verschiedene Kornformen (z. B. Kugeln, Ellipsoide, Quader) getrennt durchführt und die sich ergebenden Verschiedenheiten feststellt.

Andere Fehlerquellen (Apparatur, Person des Beobachters usw.), die einzeln oder in Wechselwirkung an der Diskrepanz der beiden Verteilungen beteiligt sind, sollen im folgenden nicht berücksichtigt werden. Wir nehmen an, daß die hieraus stammenden Fehler gegenüber den von den genannten Effekten herührenden in ihrer Gesamtheit gering sind und wir sie deshalb vernachlässigen können.

#### *4. Allgemeines Wahrscheinlichkeitsmodell für das Sehnenschnittverfahren.*

Die Berechnung der Formel für den gesuchten Zusammenhang erfordert ein Modell, das den bei dem Sehnenschnittverfahren auftretenden stochastischen Prozeß (Wahrscheinlichkeitsprozeß, Zufallsprozeß) möglichst einfach, aber auch möglichst gut erfaßt. Stochastisch ist dieser Prozeß, weil durch ihn ein Ausgangszustand, nämlich die Korngrößenverteilung, in einen Endzustand, nämlich die sich ergebende Sehnenverteilung, überführt wird, der nicht mit Sicherheit vorher bestimmt werden kann, sondern für den zahlreiche mit gewissen Wahrscheinlichkeiten zu erwartende Möglichkeiten bestehen.

Dem Modell legen wir die Annahme zugrunde, daß die Körner in ihrem Einbettungsmaterial unabhängig von ihrer Größe regellos verteilt sind. Diese Annahme wird um so genauer zutreffen, je weiter auseinander die Körner im Einbettungsmaterial liegen, während sich bei zu enger Packung die Lücken zwischen den großen Körnern mit kleinen Körnern füllen, wodurch eine gegenseitige Abhängigkeit in der Lage der Körner bedingt ist.

Diese Regellosigkeitsannahme gestattet uns, die Meßgeraden wie Pfeile anzusehen, die zufallsmäßig auf die Gesteinsprobe abgeschossen werden. Die im Inneren der Körner verlaufenden Geradenstücke entsprechen dann den beim Sehnenschnittverfahren entstehenden Sehnen.

Mit dieser Vorstellung ist die hier zu lösende Aufgabe auf ein sog. Treffgeradenproblem der Wahrscheinlichkeitsrechnung zurückgeführt und ein Modell gefunden, in dem die für das Entstehen der Sehnenlängenverteilung maßgebenden Effekte mit Wahrscheinlichkeiten belegt werden können.

Zur Berücksichtigung des Erfassungseffektes benutzen wir die Wahrscheinlichkeit, daß ein Korn von bestimmter Größenklasse durch eine Meßgerade getroffen wird. Der Verkleinerungseffekt wird durch die Wahrscheinlichkeit dafür gemessen, daß ein Korn von bestimmter Größenklasse eine Sehne von bestimmter Länge liefert.

Beide Wahrscheinlichkeiten, die wir sinngemäß Erfassungs- und Verkleinerungswahrscheinlichkeiten nennen können, hängen von der jeweils zugrunde



gelegten Kornform ab. Sie bilden die Berechnungsgrundlage für die gesuchte Beziehung zwischen Korngrößen- und Sehnenlängenverteilung. Die numerische Ermittlung dieser Wahrscheinlichkeiten ist praktisch nur für einfache Kornformen möglich, da die auftretenden Rechenschwierigkeiten (Integrationen) sonst zu groß werden.

Wir beschränken uns in dieser Arbeit auf die Berechnungen für die Kugelform der Körner und werden erst in einer weiteren Untersuchung auf andere Kornformen eingehen.

Im folgenden Abschnitt sind die für die Kugelform geltenden Formeln nach Einführung geeigneter Bezeichnungen zusammengestellt. Die genaue mathematische Herleitung dieser Formeln erfolgt in einem anderen Zusammenhang im Rahmen einer mathematisch-statistischen Arbeit [12].

##### *5. Formeln für den Zusammenhang zwischen Korngrößen- und Sehnenlängenverteilung bei beliebiger Klasseneinteilung.*

Die Definition der Korngröße kann in verschiedener Weise erfolgen. Da in dem vorliegenden Fall die Körnerverteilung auf Gewicht umgerechnet werden soll, wird man das Kornvolumen als Maß für die Korngröße verwenden. Bei dem hier behandelnden Kugelmodell genügen die Kugeldurchmesser, da aus ihnen das Volumen eindeutig berechnet werden kann.

Für die Korngrößen- und Sehnenlängenverteilungen soll hier die Histogrammform zugrunde gelegt werden, so daß eine Klasseneinteilung für die Kugeldurchmesser und für die Sehnenlängen erforderlich ist.

Um einfache Formeln zu gewinnen, wählen wir für beide die gleiche Klasseneinteilung. Die Wechsellpunkte dieser Klasseneinteilung seien mit  $a_0, a_1, \dots, a_k$ , allgemein mit  $a_i$  bezeichnet. Der laufende Index  $i$  kann dabei die Werte  $0, 1, \dots, k$  annehmen. Es sei immer  $a_i > a_{i-1}$ . Damit sind  $k$  verschiedene Größenklassen festgelegt, wobei die  $i$ -te Größenklasse ( $i = 1, 2, \dots, k$ ) alle Durchmesser bzw. Sehnen umfassen soll, die zwischen  $a_{i-1}$  und  $a_i$  einschließlich  $a_i$  selbst gelegen sind.

Die Korngrößenverteilung in der Probe sei durch die prozentualen Häufigkeiten  $P_1, P_2, \dots, P_k$ , allgemein  $P_i$ , dargestellt, mit denen die Durchmesser der im zu untersuchenden Material vorhandenen Kugeln der entsprechenden Größenklassen angehören. Von dieser Größenverteilung  $P_i$  müssen wir diejenige unterscheiden, die wir später aus der Sehnenlängenverteilung berechnen wollen. Diese wird im allgemeinen, selbst wenn alle für die Aufstellung der benützten Formeln vorausgesetzten Annahmen zutreffen, gegenüber der Verteilung  $P_i$  die beim Sehnenschnittverfahren auftretenden unvermeidlichen Zufallsabweichungen aufweisen. Wir wollen die berechneten prozentualen Häufigkeiten mit  $\bar{P}_1, \bar{P}_2, \dots, \bar{P}_k$ , allgemein mit  $\bar{P}_i$ , bezeichnen. Sie sind im Sinne der Terminologie der neueren mathematischen Statistik als Schätzwerte für die  $P_i$  anzusehen.

Auch für die Sehnenlängenverteilung müssen wir 2 verschiedene Bezeichnungen einführen. Vor Durchführung des Sehnenschnittverfahrens stehen wir infolge der Zufallsschwankungen vor vielen Möglichkeiten für die auftretende Sehnenlängenverteilung, ohne zu wissen, welche dieser möglichen Verteilungen sich realisieren wird. Wir können mit Hilfe der oben eingeführten Erfassungs-

und Verkleinerungswahrscheinlichkeiten für die in den einzelnen Größenklassen sich ergebenden Sehnenanzahlen nur Mittelwerte (Erwartungswerte, theoretische Werte) berechnen, die wir mit  $E(n_1)$ ,  $E(n_2)$ , ...,  $E(n_k)$ , allgemein mit  $E(n_i)$ , bezeichnen wollen. Von ihnen ist die tatsächlich beobachtete Sehnenlängenverteilung mit den Klassenanzahlen  $\bar{n}_1, \bar{n}_2, \dots, \bar{n}_k$ , allgemein  $\bar{n}_i$ , zu unterscheiden, deren Summe mit  $n$  bezeichnet werde. Eine Umrechnung auf prozentuale Häufigkeiten ist hier nicht erforderlich.

Die Beziehung zwischen Korngrößen- und Sehnenlängenverteilung kann nun in zweifacher Weise dargestellt werden. Einmal kann die Korngrößenverteilung  $P_i$  in der Probe als gegeben betrachtet werden und die im Mittel zu erwartende Sehnenlängenverteilung  $E(n_i)$  gesucht sein. Die Lösung dieser Aufgabe ist wichtig zur empirischen Überprüfung des bei der Herleitung der gesuchten Beziehung zugrunde gelegten Modells. Sie bildet ferner den Ausgangspunkt für die Behandlung der zweiten, praktisch bedeutungsvolleren Aufgabe, aus der beobachteten Sehnenlängenverteilung  $\bar{n}_i$  für die unbekannte Korngrößenverteilung  $P_i$  brauchbare Schätzwerte  $\bar{P}_i$  zu berechnen.

Die Lösung der ersten Fragestellung ergibt sich nach der Formel

$$E(n_i) = \frac{nc_i}{c_1 + c_2 + \dots + c_k} \quad (1)$$

worin  $n$  die Gesamtzahl der gemessenen Sehnen bedeutet und die  $c_i$ -Werte aus den  $P_i$  und  $a_i$  nach der Formel

$$c_i = (a_i - a_{i-1}) \{ (a_i + 2a_{i-1}) P_i + 3(a_i + a_{i-1}) (P_{i+1} + P_{i+2} + \dots + P_k) \} \quad (2)$$

zu berechnen sind.

Die Differenzen  $\Delta_i = \bar{n}_i - E(n_i)$ , d. h. die Abweichungen zwischen Beobachtungsbefund und theoretischer Erwartung, sind bei Gültigkeit der bei Berechnung der theoretischen Werte benutzten Voraussetzungen reine Zufallsabweichungen, die bestimmte, berechenbare Grenzen nur selten überschreiten. Wie dieser Tatbestand zur Prüfung der Brauchbarkeit der Theorie benutzt werden kann, wird später an Hand eines Beispiels gezeigt (vgl. S. 464).

Die zweite Aufgabe stellt gewissermaßen eine Umkehrung der ersten dar. Wir brauchen zu ihrer Beantwortung in den Formeln (1) und (2) nur  $\bar{P}_1$  für  $P_i$  und  $\bar{n}_i$  für  $E(n_i)$  zu setzen und das so entstandene Gleichungssystem nach  $\bar{P}_i$  aufzulösen. Für die praktische Handhabung empfiehlt es sich wiederum, an Stelle der  $\bar{P}_i$  vorübergehend die Zwischengrößen  $d_i$  einzuführen, die wir aus der Formel (2) erhalten, wenn wir in ihr  $P_i$  durch  $d_i$  und  $c_i$  durch  $\bar{n}_i$  ersetzen und die  $d_i$  auf die rechte Seite bringen. Wir erhalten somit

$$\bar{P}_i = \frac{100 d_i}{d_1 + d_2 + \dots + d_k} \quad (3)$$

wobei sich die  $d_i$  nach

$$d_i = \frac{\bar{n}_i}{a_i - a_{i-1}} - 3(a_i + a_{i-1}) (d_{i+1} + d_{i+2} + \dots + d_k) \quad (4)$$

ergeben.

Formel (4) ist im Gegensatz zu Formel (2) eine Rekursionsformel, da sie nur sukzessiv die Berechnung der  $d_i$  gestattet. Es ist hierbei mit  $d_k = \bar{n}_k / (a_k - a_{k-1})$  zu beginnen.

Mit den Formeln (3) und (4) ist die wesentlichste, in dieser Arbeit aufgeworfene Fragestellung beantwortet, da mit ihrer Hilfe aus der beim Sehnenschnittverfahren sich ergebenden Sehnenschnittenverteilung die unbekannte Korngrößenverteilung ermittelt werden kann.

Man braucht diese Berechnung nicht bis zu den kleinsten Größenklassen durchzuführen, sondern kann sie bereits vorher abbrechen. Hierbei ist zu beachten, daß dann die ermittelten prozentualen Häufigkeiten  $\bar{P}_i$  nur auf die benutzten Größenklassen bezogen sind.

#### 6. Experimentelle Überprüfung des zugrunde gelegten Modells.

Das in Abschnitt 4 erläuterte Modell konnte an Hand der Formeln (1) und (2) experimentell überprüft werden. Zu diesem Zwecke wurden 6820 Schrotkugeln, deren Größenverteilung in der Tabelle 2 mitgeteilt wird, in die bei der Herstellung von Erzanschliffen übliche Lackmasse ([17], S. 90) eingebettet. Dabei

Tabelle 2.

	$\varnothing$ in mm				
	1,0	2,5	4,0	5,5	7,0
Anzahl	5120	1280	520	80	20

wurde viel Mühe darauf verwendet, daß die Kugeln nach Möglichkeit ein Zufallsgemisch hinsichtlich ihrer Größe bildeten. Das Präparat, ein Würfel von etwa 5 cm Kantenlänge, wurde sodann angeschliffen, und von dem Anschliff eine auf das Zweifache vergrößerte Fotografie hergestellt. Durch Wegschleifen einer Schicht von etwa 2—4 mm wurde ein neuer Anschliff erzielt, der ebenfalls fotografiert wurde, usw. Auf diese Weise wurden Vergrößerungen von 12 Anschliffen gewonnen. Von ihnen mußten die ersten 3 und die letzten 2 ausgeschieden werden, weil die Randschichten des Präparates offensichtlich nicht den Anforderungen eines Zufallsgemisches entsprachen. Die übrigen Schliffe wurden in verschiedenen Richtungen nach dem Sehnenschnittverfahren vermessen, wobei an Stelle des Mikrometerokulars im Mikroskop ein Halbmillimetermaßstab unter einer Leselupe Verwendung fand.

Es wurden 2329 Sehnenschnittenlängen ausgemessen. Aus den beobachteten Anzahlen  $\bar{n}_i$  wurden nach den Formeln (1) und (2) die entsprechenden Erwartungswerte  $E(n_i)$  berechnet.

Zwar gelten diese Formeln nur dann genau, wenn die Korngrößenverteilung in Histogrammform vorliegt, während wir hier von einer Punktbelegung ausgegangen waren. Praktisch war eine solche jedoch nicht vorhanden, da die Schrotkugeln nicht alle mathematisch genau 1 mm bzw. 2,5 mm usw. groß waren. Sie wiesen vielmehr eine gewisse Streuung um diese Werte auf. Mit der Annahme, daß die Intervalle 0,75—1,25 mm bzw. 2,25—2,75 mm usw. jeweils gleichmäßig mit Kugeln belegt waren, wurde also sicher kein größerer Fehler gemacht, als wenn die genaue Punktbelegung zugrunde gelegt worden wäre. Zudem ergaben beide Annahmen — die  $E(n_i)$  wurden auch für die Punktbelegung berechnet — keine nennenswerten Unterschiede in den gefundenen Erwartungswerten.

In Tabelle 3 sind neben den Grenzen  $a_{i-1}$  bis  $a_i$  der einzelnen Größenklassen die Beobachtungswerte  $\bar{n}_i$  den Erwartungswerten  $E(n_i)$  gegenübergestellt und ihre Differenzen  $\Delta_i$ , sowie deren durch die Erwartungswerte dividierten Quadrate angegeben.

Die Abweichungen  $\Delta_i$  zwischen Beobachtungsbefund und theoretischer Erwartung sind in mehreren Klassen klein, in anderen aber wiederum so groß, daß sich nicht ohne weiteres sagen läßt, ob sie als Zufallsabweichungen angesehen werden können. Man kann sie zu dem üblichen Übereinstimmungsmaß

$$\chi^2 = \frac{\Delta_1^2}{E(n_1)} + \frac{\Delta_2^2}{E(n_2)} + \dots + \frac{\Delta_k^2}{E(n_k)}$$

zusammenfassen, dessen numerische Berechnung (vgl. Tabelle 3) hier 17,26 ergibt. Dieser Wert ist noch verhältnismäßig klein, wenn man bedenkt, daß bei

Tabelle 3.

$i$	$a_{i-1}$ bis $a_i$ mm	$\bar{n}_i$	$E(n_i)$	$\Delta_i$	$\frac{\Delta_i^2}{E(n_i)}$
1	0,00—0,25	38	45,6	7,6	1,267
2	0,25—0,75	355	364,7	9,7	0,258
3	0,75—1,25	483	432,7	+ 50,3	5,847
4	1,25—1,75	257	272,7	— 15,7	0,904
5	1,75—2,25	357	363,6	6,6	0,120
6	2,25—2,75	299	277,6	+ 21,4	1,650
7	2,75—3,25	112	134,6	— 22,6	3,795
8	3,25—3,75	155	157,2	— 2,2	0,031
9	3,75—4,25	101	109,7	— 8,7	0,690
10	4,25—4,75	50	48,2	+ 1,8	0,067
11	4,75—5,25	49	53,6	— 4,6	0,395
12	5,25—5,75	34	34,9	— 0,9	0,023
13	5,75—6,25	18	12,8	+ 5,2	2,113
14	6,25—6,75	13	14,0	— 1,0	0,071
15	6,75—7,25	8	7,5	+ 0,5	0,033
					17,264

Gültigkeit des Modells rein durch Zufall in mehr als 25 % aller Fälle ein größeres  $\chi^2$  als 17,26 zu erwarten ist. Unter „allen Fällen“ sind alle beim Sehnenschnittverfahren möglicherweise auftretenden Sehnenschnittenverteilungen von je 2329 Sehnen zu verstehen. Die vorliegenden  $\Delta_i$  können also als Zufallsabweichung betrachtet werden.

Damit ist die Verträglichkeit des Beobachtungsbefundes mit der im be-

nutzten Modell verkörperten Theorie gezeigt, so daß keine Bedenken gegen die Anwendung der Formeln (1) und (2) vorliegen, wenn die zu ihrer Herleitung benutzten Annahmen einigermaßen erfüllt sind.

Aus dem vorstehenden Überprüfungsergebnis läßt sich noch nicht folgern, daß die nach den Formeln (3) und (4) berechneten  $\bar{P}_i$  in jedem Fall brauchbare Schätzwerte für die unbekannten  $P_i$  liefern. Die den Beobachtungen  $\bar{n}_i$  anhaftenden Zufallsfehler pflanzen sich nämlich auf die Schätzwerte  $\bar{P}_i$  fort und können bei kleinem Beobachtungsmaterial recht erhebliche Ungenauigkeiten hervorrufen. Wir wollen hier jedoch auf die genauere stochastische Bearbeitung des Problems, d. h. auf die Angabe von Genauigkeitsgrenzen<sup>1</sup> für die unbekannten  $P_i$ -Werte vorläufig verzichten. Wir begnügen uns vielmehr mit dem Hinweis, daß die Abweichungen zwischen Schätzwerten und entsprechenden zu schätzenden Werten bei genügend großer Beobachtungszahl  $n$  gering sind, genauer gesagt, daß sie mit  $1/\sqrt{n}$  gegen Null gehen. Dafür zeigen wir am obigen Beispiel, mit

<sup>1</sup> Derartige Grenzen sind neuerdings zum KRUMBEIN-GREENMANSCHEN Verfahren von CHESTER R. PELTO [13] berechnet worden.

Tabelle 4.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
$i$	$a_i$	$a_i - 2a_{i-1}$	$3(a_i + a_{i-1})$	$\bar{n}_i$	$\bar{n}_i$ $a_i - a_{i-1}$	$d_{i+1} : d_{i+2}$ $\dots d_k$	$(7) \times (4)$	$d_i \cdot (6) - (8)$ (3)	$\bar{P}_i = \frac{100 d_i}{274,4388}$	$P_i$
1	0,25	0,25	0,75	38	152	274,4388	205,8291			
2	0,75	1,25	3	355	710	274,4388	823,3164			
3	1,25	2,75	6	483	966	65,0133	390,0798	209,4255	76,31	75,07
4	1,75	4,25	9	257	514	65,0133	585,1197			
5	2,25	5,75	12	357	714	65,0133	780,1596			
6	2,75	7,25	15	299	598	16,3424	245,1360	48,6709	17,73	18,77
7	3,25	8,75	18	112	224	16,3424	294,1632			
8	3,75	10,25	21	155	310	13,2549	278,3529	3,0875	1,13	
9	4,25	11,75	24	101	202	3,7750	90,6216	9,4790	3,45	4,63
10	4,75	13,25	27	50	100	3,6341	98,1207	0,1418	0,05	
11	5,25	14,75	30	49	98	2,9113	87,3390	0,7228	0,26	
12	5,75	16,25	33	34	68	1,2353	40,7649	1,6760	0,61	1,04
13	6,25	17,25	36	18	36	0,7711	27,7596	0,4642	0,17	
14	6,75	19,25	39	13	26	0,7711	30,0729			
15	7,25	20,75		8	16	0,0000	0,0000	0,7711	0,28	0,29
				2329				274,4388		

welcher Genauigkeit sich die vorgegebene Korngrößenverteilung  $\bar{P}_i$  aus der beobachteten Sehnenlängenverteilung rekonstruieren läßt. Zur numerischen Ermittlung der Schätzwerte  $\bar{P}_i$  benutzen wir hierbei ein einfaches Rechenschema, das sich für den Gebrauch der Formeln (3) und (4) empfiehlt. Die Einzelheiten dieses Rechenschemas sind dem Kopf der Tabelle 4 zu entnehmen. Die Spalten (1) bis (6) können auf Grund der benutzten Klasseneinteilung und der gemessenen Sehnenlängen sofort ausgefüllt werden. Die Spalten (7) bis (9) ergeben sich nach Formel (4) und müssen von der letzten Zeile aus nach oben fortgeschrieben werden, da die Eintragungen in die Spalte (7) die Kenntnis der Tabellenwerte der jeweils darunterliegenden Zeilen der Spalte (9) erfordern. Treten in Spalte (9) negative Werte auf, so sind sie durch 0 zu ersetzen. Dies ist theoretisch durchaus zu vertreten, weil damit ein gewisser Ausgleich der Zufallsschwankungen erzielt wird. Spalte (10) wird sodann aus Spalte (9) nach Formel (3) berechnet. Während die Berechnung der Korngrößenverteilung  $P_i$  mit Spalte (10) abgeschlossen ist, wird hier noch die Spalte (11) hinzugefügt, die zum Vergleich die vorgegebenen prozentualen Häufigkeiten  $P_i$  aus Tabelle 2 enthält.

Wie der Vergleich der letzten beiden Spalten zeigt, hat die Methode recht brauchbare Schätzwerte geliefert. Besonders deutlich ist dies zu erkennen, wenn man, wie in der Spalte (10) angegeben, die Schätzwerte für einige benachbarte Gruppen zusammenfaßt.

Mit Hilfe dieses Rechenschemas in Verbindung mit Formel (4) läßt sich die hier vorgeschlagene Methode bei jeder beliebigen Klasseneinteilung durchführen. Bei speziellen Klasseneinteilungen kann man an Stelle der Formel (4) jedoch einfachere Formeln benutzen.

#### 7. Äquidistante Klasseneinteilung.

Als ersten Spezialfall betrachten wir die Klasseneinteilung mit gleichbleibender Klassenbreite (äquidistante Klasseneinteilung). Bezeichnen wir die Klassen-



breite mit  $d$ , so ergibt sich für die Wechsellpunkte  $a_i = i \cdot b$  mit  $i = 0, 1, \dots, k$ . In diesem Falle kann Formel (4) durch

$$d_i = \frac{n_i}{b^2} - \frac{(6i-3)(d_{i+1} + d_{i+2} + \dots + d_k)}{(3i-2)} \quad (4a)$$

ersetzt werden.

Um die entstehende Wirkung, die das Sehnenschnittverfahren auf die ursprüngliche Verteilung bei dieser Klasseneinteilung ausübt, in Einzelfällen zu untersuchen, sind in Abb. 1 mehrere Korngrößenverteilungen (unten) den entsprechenden Sehnenschnittenverteilungen (oben) gegenübergestellt. In dieser Darstellung

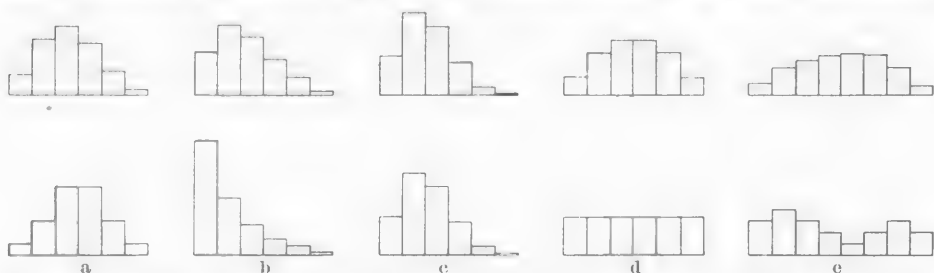


Abb. 1. Gegenüberstellung von Korngrößenverteilungen (unten) und entsprechenden Sehnenschnittenverteilungen (oben) bei äquidistanter Klasseneinteilung. Abszissen: Unten Durchmesser, oben Sehnenschnitten. Kleinste Größenklasse links. Ordinaten: Häufigkeiten der einzelnen Klassen.

sind die Sehnenschnittenverteilungen ebenfalls auf 100 bezogen. Die unteren Histogramme können dabei als Darstellung der  $P_i$ , die oberen als Darstellung der im Mittel zu erwartenden Sehnenschnittenverteilung  $\frac{100 E(n_i)}{n}$  aufgefaßt werden; es ist aber ebenso richtig, in den unteren die geschätzte Korngrößenverteilung  $\bar{P}_i$  und in den oberen die beobachtete Sehnenschnittenverteilung  $\frac{100 \bar{n}_i}{n}$  zu sehen, aus der die Schätzwerte  $\bar{P}_i$  berechnet sind worden.

Unter den Darstellungen der Abb. 1 ist besonders bemerkenswert der Fall c, der der einzige bei der vorliegenden Klasseneinteilung ist, bei dem die beiden gegenübergestellten Verteilungen sich völlig gleichen. Hier heben sich die beiden eingangs erwähnten Effekte gegenseitig auf. Wir bezeichnen diese spezielle Korngrößenverteilung als invariant gegenüber dem Sehnenschnittverfahren, wobei diese Invarianz wegen der auftretenden Zufallsfehler für die tatsächlich auftretende Sehnenschnittenverteilung nur annähernd, für die Erwartungswerte aber genau gilt. Sehr instruktiv ist der Fall d, in dem alle  $P_i$  einander gleich sind. Die hierzu gehörende Sehnenschnittverteilung ist eingipflig und völlig symmetrisch. Die äußeren Klassen erfahren also eine wesentliche Verminderung, die kleinen, weil kleinere Körner seltener erfaßt werden als die größeren, die großen, weil sie zum Teil durch mittlere und kleine Sehnen geschnitten werden. Beide Effekte bewirken demnach eine Verstärkung der mittleren Größenklassen. Im Fall e bringt diese Verstärkung die Senke zwischen den beiden Gipfeln der Korngrößenverteilung zum Verschwinden, so daß ihr eine eingipflige Sehnenschnittenverteilung entspricht. Ist die Senke aber noch tiefer, so ist auch die Sehnenschnittenverteilung zweigipflig.

## 8. Logarithmisch-äquidistante Klasseneinteilung.

In diesem Abschnitt soll der für die Sedimentpetrographie wichtigste Fall der logarithmisch-äquidistanten Klasseneinteilung behandelt werden. Nach der von ATTERBERG [1] eingeführten und von CORRENS [5] weiter unterteilten Korngrößenskala ergeben sich die Wechsellpunkte  $a_0 = 0$ ,  $a_1 = 0,02 \text{ mm}$  und allgemein  $a_i = a_1 \cdot 10^{i-1}$  für  $i \geq 1$ . Vom ersten Wechsellpunkt ab sind also die Differenzen  $\log a_i - \log a_{i-1}$  konstant, nämlich gleich 0,25, so daß hier logarithmische Äquidistanz vorliegt.

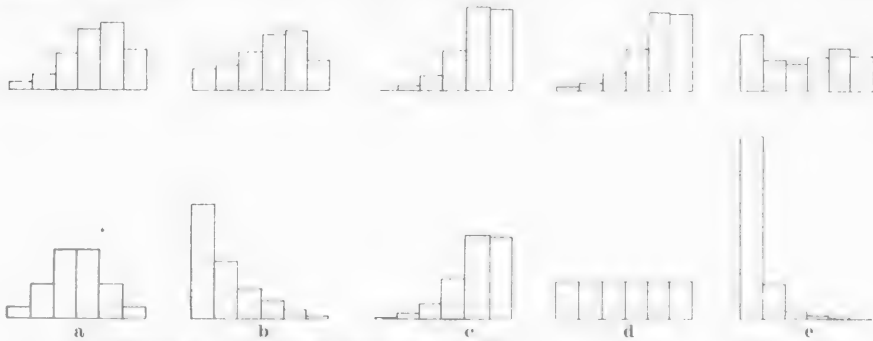


Abb. 2. Gegenüberstellung von Korngrößenverteilungen (unten) und entsprechenden Sehnenschnitten (oben) bei logarithmisch-äquidistanter Klasseneinteilung. Abszissen: Unten Durchmesser, oben Sehnenschnitten. Kleinste Größenklasse links. Ordinaten: Häufigkeiten der einzelnen Klassen.

Bei dieser Klasseneinteilung kann man Formel (4) durch die einfachere Formel

$$d_i = A_i \cdot \bar{n}_i - B_i (d_{i+1} + d_{i+2} + \dots + d_k) \quad (4b)$$

ersetzen.

Zur Handhabung dieser Formel benötigt man die Zahlenwerte  $A_i$  und  $B_i$ , die der Tabelle 5 entnommen werden können. Diese Tabelle enthält ferner Wechsellpunkte  $a_i$  (in mm) für diese Klasseneinteilung und noch weitere Zahlenwerte  $g_i$ .

Tabelle 5.

$i$	1	2	3	4	5	6	7	8
$a_i$	0,063246	0,112468	0,200000	0,355656	0,632456	1,124683	2,000000	3,556559
$A_i$	2,940557	1,000000	0,316228	0,100000	0,031623	0,010000	0,003162	0,001000
$B_i$	3,000000	2,205987	2,205987	2,205987	2,205987	2,205987	2,205987	2,205987
$g_i$	0,000253	0,002925	0,016451	0,092512	0,520232	2,925479	16,451177	92,511763

die erst im nächsten Abschnitt für die Umrechnung in Gewicht gebraucht werden. Die Tabelle 5 ist für 8 oder weniger als 8 Größenklassen benutzbar. Nur bei sehr großem Beobachtungsmaterial wird man sämtliche angegebenen Dezimalstellen berücksichtigen; im allgemeinen werden 4 Dezimalstellen genügen.

In Abb. 2 sind ähnlich wie in Abb. 1 einige Sehnenschnittverteilungen (oben) den entsprechenden Korngrößenverteilungen (unten) gegenübergestellt unter Zugrundelegung der logarithmisch-äquidistanten Klasseneinteilung. In der graphischen Darstellung wurden allerdings nicht deren Wechsellpunkte  $a_i$  benutzt, sondern statt ihrer die Werte  $a_0 = 0$  und von  $i = 1$  ab  $a_i = 1 + 4 \log \frac{a_i}{a_1}$ .

eingetragen, so daß sich im graphischen Bild Histogramme mit äquidistanter Klasseneinteilung ergeben

Die Fälle *a* und *b* der Abb. 2 zeigen, daß das Sehnenschnittverfahren hier gegenüber der äquidistanten Klasseneinteilung eine viel stärkere Verlagerung der Verteilung nach rechts bewirkt. Der Fall *c*, der Fall der Invarianz, enthält eine relativ starke Besetzung der größeren Klassen, dürfte also praktisch nur selten vorkommen. Im Beispiel *d* sind wieder alle  $P_i$  einander gleichgesetzt. Im Gegensatz zur äquidistanten Klasseneinteilung, bei der sich Erfassungs- und Verkleinerungseffekt gleichmäßig stark auswirkten, schlägt hier der Erfassungseffekt durch, was zu einer asymmetrischen Sehnenschnittenverteilung führt. Der gleiche Umstand bewirkt in Beispiel *e*, daß die angenommene eingipflige Korngrößenverteilung in der Erwartung eine zweigipflige Sehnenschnittenverteilung liefert. Dies wird allerdings nur dann eintreten, wenn — wie hier — die mittleren Klassen der Korngrößenverteilung besonders schwach besetzt sind.

Die Berechnung der  $d_i$  nach Formel (4b) und weiterhin der  $\bar{P}_i$  nach Formel (3) erfolgt zweckmäßig mit Hilfe eines Rechenschemas, das eine Vereinfachung des in Tabelle 4 dargestellten Schemas ist. Wir können uns hier auf die Angabe des Kopfes dieses Rechenschemas in der Tabelle 6 beschränken.

Tabelle 6.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
$i$	$A_i$	$\bar{n}_i$	$A_i \cdot \bar{n}_i$	$B_i$	$d_i = 1 + d_{i-1} + \dots + d_k$	$(5) \times (6)$	$d_i = (9) - (7)$	$\bar{P}_i = \frac{P_i \cdot 100 d_i}{d_1 + d_2 + \dots + d_k}$

Die Berechnung der Spalten (6), (7) und (8) beginnt wie im Rechenschema der Tabelle 4 der letzten Zeile, wobei  $d_k = A_k \cdot \bar{n}_k$  zu setzen ist.

Es ist übrigens keineswegs erforderlich, die Berechnung der Korngrößenverteilung gleich von vornherein auf die im Endergebnis erwünschten Größenklassen zu beschränken. Man kann vielmehr diese Klassen mehrfach und in beliebiger Weise unterteilen, für diese kleineren Klassen die Berechnung durchführen und erst hinterher die  $d_i$  oder die  $\bar{P}_i$  zu den erwünschten Klassen zusammenfassen. Dieses Verfahren ist jedoch nur bei großem Sehnenschnittenmaterial genauer. Bei kleinerem Beobachtungsmaterial dagegen hat die Verwendung vieler und damit verhältnismäßig kleiner Klassen den Nachteil, daß zu wenige Sehnenschnitten in die einzelnen Größenklassen fallen, so daß große Zufallsfehler auftreten.

### 9. Die Umrechnung der Korngrößenverteilung auf Gewicht.

Im allgemeinen interessiert nicht so sehr die Kornverteilung  $\bar{P}_i$  selbst, als vielmehr der prozentuale Gewichtsanteil  $G_i$  der Körner der  $i$ -ten Größenklasse am Gesamtgewicht. Bei der hierzu erforderlichen Berechnung der Kugelvolumina muß beachtet werden, daß bei etwas größerer Klassenbreite es ungenau ist, wenn man in den einzelnen Größenklassen den mittleren Durchmesser  $\frac{a_{i-1} + a_i}{2}$  verwendet. Entsprechend der angenommenen Histogrammform muß an die

Stelle seiner dritten Potenz das Integral  $\frac{a_i \int x^3 dx}{a_i - a_{i-1}} = \frac{a_i^4 - a_{i-1}^4}{4(a_i - a_{i-1})}$  treten.

Die gesuchten Gewichtsprocente erhalten wir nach der Formel

$$G_i = \frac{100 e_i}{e_1 + e_2 \dots + e_k} \quad (5)$$

wobei  $e_i$  nach

$$e_i = \bar{P}_i \cdot g_i \quad (6)$$

mit

$$g_i = a_{i-1}^3 - a_{i-1}^2 \cdot a_i + a_{i-1} \cdot a_i^2 - a_i^3$$

zu berechnen ist. Da es bei dieser Formel auf einen Proportionalitätsfaktor nicht ankommt, tritt das spezifische Gewicht gar nicht auf. Aus dem gleichen Grunde kann man statt der  $\bar{P}_i$  auch unmittelbar die  $d_i$  verwenden, braucht also die  $\bar{P}_i$  nicht unbedingt auszurechnen.

Für die in Abschnitt 8 behandelte logarithmisch-äquidistante Klasseneinteilung sind die numerischen Werte von  $g_i$  in Tabelle 5 angegeben.

#### 10. Diskussion eines konkreten Beispiels.

Um die Wirkungsweise der unter der Annahme der Kugelform hergeleiteten Formeln (3) bis (6) an einem konkreten Beispiel zu untersuchen, wurden die Gewichtsprocente für ein und dasselbe Gestein einmal aus der Siebanalyse (Siebung und Wägung) und zweitens nach den gegebenen Formeln ermittelt. Zum Vergleich wurden weiter die Gewichtsprocente unmittelbar ohne Berücksichtigung der beim Sehnenschnittverfahren auftretenden Effekte aus der beobachteten Sehnenschnittenverteilung berechnet. Verwendet wurde ein wenig verfestigter Sandstein der Bausandsteingruppe des mittleren Buntsandsteins aus dem Steinbruch „Alte Kaiser“ bei Niedeck östlich Göttingen. Für die Siebanalyse wurde die Gesteinsprobe durch Zerreiben aufbereitet, für das Sehnenschnittverfahren wurde aus einem Gesteinsstück nach sorgfältigem Einkochen in Kanadabalsam ein Dünnschliff hergestellt, an dem 1000 Sehnenschnitte mikroskopisch gemessen wurden.

Die Ergebnisse sind in Tabelle 7 zusammengestellt.

Tabelle 7.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Größenklasse $a_{i-1}$ bis $a_i$	Beobachtete Sehnenschnitten- verteilung $\bar{n}$	Korngrößen- lung $P_i$ berech- net nach den Formeln (3) und (4)	Gewichts- procente $G_i$ berechnet nach den Formeln (5) und (6)	Gewichts- procente der Siebanalyse	Gewichtsprozen- te berechnet direkt aus der Sehnenschnitten- verteilung
—0,063	395	67,64	5,85	5,01	1,22
0,06 —0,11	320	21,56	21,57	27,56	11,47
0,11 —0,20	253	10,34	58,21	60,22	51,02
0,20 —0,36	32	0,45	14,36	7,01	36,29
0,36 —0,63	0	0,00	0,00	0,20	0,00

Der Vergleich der Spalten (4) und (5) dieser Tabelle zeigt in einigen Klassen eine gute Übereinstimmung, in anderen dagegen sind größere Abweichungen vorhanden. Dieser Befund ist nicht verwunderlich, da die Körner des verwendeten Sandsteins keineswegs eine genau kugelige, sondern eine etwas längliche Form besitzen.

Weit erheblichere Differenzen in allen Größenklassen zeigen die Spalten (5) und (6). Wir folgern daraus, daß die durch die Formeln (3) bis (6) repräsentierte

Methode, die unter der Voraussetzung der Kugelform entwickelt worden ist, auch dann noch der unmittelbaren Verwendung der Sehnenslängen weit überlegen ist, wenn Abweichungen von der Kugelform vorliegen.

### 11. Schlußbemerkungen.

In der vorstehenden Arbeit wurde gezeigt, daß die beim Sehnenschnittverfahren auftretenden Effekte eine Umrechnung der Sehnenslängenverteilung notwendig machen, ehe die Gewichtsprozente für die einzelnen Größenklassen berechnet werden können. Während zur Erfassung dieser Effekte ein für alle möglichen Körnerformen geltendes Wahrscheinlichkeitsmodell aufgestellt werden konnte, wurden die erforderlichen Gebrauchsformeln zunächst nur für kugelförmige Körner hergeleitet. Der Einfluß der Körnerform beim Sehnenschnittverfahren ist damit noch nicht untersucht. Vermutlich lassen sich die im Beispiel des letzten Abschnittes auftretenden Diskrepanzen noch teilweise durch Berücksichtigung der Form erklären. Die Herleitung entsprechender Formeln für von der Kugel abweichende Körnerformen erfordert aber so umfangreiche Berechnungen, daß deren Ergebnisse erst in einer weiteren Arbeit veröffentlicht werden können. Dort ist zunächst die Durchführung der Methode für quaderförmige Körner vorgesehen, womit man mehr oder weniger längliche Körner, wie sie am häufigsten in Sanden auftreten, näherungsweise erfassen kann. Es wird sich dann zeigen, ob die hier für das Kugelmodell abgeleiteten Formeln wenigstens näherungsweise allgemein brauchbar sind, ob man mit einfachen Korrekturen auskommt oder ob ganz neue Umrechnungsformeln nötig werden. Ferner soll in dieser Arbeit auch der neuerdings von ROSENFELD, JACOBSEN und FERM [14] für das Flächenschnittverfahren gemachte Vorschlag, auf rein statistischem Wege ohne Heranziehung einer Modellvorstellung Umrechnungsformeln zu gewinnen, für das Sehnenschnittverfahren geprüft werden.

### Literatur.

- [1] ATTERBERG, A.: Die rationelle Klassifikation der Sande. Studien auf dem Gebiet der Bodenkunde. Landwirtsch. Versuchsstat. (1908) S. 93. — [2] BRÜCKNER, W.: Eine Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung verfestigter Sedimente im Dünnschliff. Verh. schweiz. naturforsch. Ges. (1938) S. 163. — [3] CHAYES, F.: On the Bias of Grain-Size Measurements made in Thin-Section. J. Geology, Bd. 58 (1950) S. 156. — [4] CHAYES, F.: On the Bias of Grain-Size Measurements made in Thin-Section: A Reply. J. Geology, Bd. 59 (1951) S. 274. — [5] CORRENS, C. W.: Grundsätzliches zur Darstellung der Korngrößenverteilung. Zbl. Mineral., Geol., Paläont., Abt. A, Nr. 11 (1934) S. 321. — [6] DEDERICHSKOSTRON: Zwei neue Schnellverfahren zur Kornquerschnittsbestimmung. Weinheim: Verlag Chemie 1950. — [7] GREENMAN, N. N.: On the Bias of Grain-Size Measurements made in Thin-Section: A Discussion. J. Geology Bd. 59 (1951) S. 268. — [8] GREENMAN, N. N.: The Mechanical Analysis of Sediments from Thin-Section Data. J. Geology Bd. 59 (1951) S. 445. — [9] HAGERMAN, T. H.: En metod för bedömning av Kornstorleken och sorteringsgraden inom finkorniga mekanisk sedimentära bergarter. Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 46 (1924) S. 325. — [10] KRUMBEIN, W. C.: Thin-Section Mechanical Analysis of Indurated Sediments. J. Geology Bd. 43 (1935) S. 482. — [11] KRUMBEIN, W. C.: Grain-Size Measurements made in Thin-Section: Comments. J. Geology Bd. 58 (S. 160. — [12] MÜNZNER, H.: Über ein Verfahren zur Ermittlung von Korngrößenverteilungen. Mitteil.bl. mathemat. Statistik Bd. 5 (1953) H. 2/3. — [13] PELTO, C. R.: The Mechanical Analysis of Sediments from Thin-Section Data: A Discussion. J. Geology Bd. 60 (1952) S. 402. — [14] ROSENFELD, M. A., LYNN



JACOBSEN and J. C. FERM: A Comparison of Sieve and Thin-Section Technique for Size Analysis. *J. Geology* Bd. 61 (1953) S. 114. — [15] SCHEIL, E.: Die Berechnung der Anzahl und Größenverteilung kugelförmiger Kristalle in undurchsichtigen Körpern mit Hilfe der durch einen ebenen Schnitt erhaltenen Schnittkreise. *Z. anorg. Chem.* Bd. 201 (1931) S. 259. — [16] SCHEIL, E.: Statistische Gefügeuntersuchungen. I. *Z. Metallkunde* Bd. 27 (1935) S. 199. — [17] SCHEIL, E. und H. WURST: Statistische Gefügeuntersuchungen. II. *Z. Metallkunde* Bd. 28 (1936) S. 340. — [18] SCHNEIDERHÖHN, H.: *Erzmikroskopisches Praktikum*. Stuttgart 1952. — [19] SCHNEIDERHÖHN, P.: Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse. *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont. (Abh.)* Bd. 85 (1953) S. 141. [20] VUAGNAT, M.: Granulométrie Réelle et Granulométrie Apparente. *Arch. Sci. physique. natur. Genève* Bd. 154 (1949) S. 423. — [21] WICKSELL, S. D.: The Corpuscle Problem. A Mathematical Study of a Biometric Problem. *Biometrika (London)* Bd. 17 (1925) S. 84. — [22] WICKSELL, S. D.: The Corpuscle Problem. Second Memoir. Case of Ellipsoidal Corpuscles. *Biometrika (London)* Bd. 18 (1926) S. 151.

Dr. PAULA SCHNEIDERHÖHN,  
Sed.-petrogr. Inst. der Univ. Göttingen, Lotzestr. 13.

Prof. Dr. HANS MÜNZNER,  
Inst. für mathemat. Statistik d. Univ. Göttingen, Bunsenstr. 3/5.

# **Eine natürliche Mineralsynthese von Montmorillonit im Nephelinbasalt des Großen Dolmar bei Meiningen (Rhön).**

Von

A. SCHÜLLER, Berlin.

Mit 12 Textabbildungen.

(Eingegangen am 31. März 1953.)

Inhalt.	Seite
Methode und Ergebnisse . . . . .	472
A. Die geologischen Verhältnisse . . . . .	473
B. Petrographie des Basalts . . . . .	474
C. Petrographie der Montmorillonitscholle . . . . .	477
1. Die Relikte von Sedimenten . . . . .	477
a) Gefrittete Tonsteine	
b) Kalksteine	
2. Die umgewandelten Tongesteine . . . . .	484
a) Die Hornfelsfazies	
b) Die hydrothermale Fazies der glimmerfreien Montmorillonitlagen	
D. Chemismus der Sedimentscholle . . . . .	491
E. Die Synthese des Montmorillonit . . . . .	492
Literatur.	

## **Methode und Ergebnisse.**

Über das Mineral Montmorillonit aus Basalten der Rhön sind von HEIDE (1928) und NOLL (1937/38) Untersuchungen angestellt worden. Dem Vorkommen vom Großen Dolmar hat JUNG (1937, 1938) zwei Veröffentlichungen gewidmet. Die genannten Autoren haben die Frage nach dem Ausgangsmaterial und den Mineralreaktionen, die zur Bildung des Montmorillonit führten, jedoch nicht aufgeworfen. Durch die vorliegende Untersuchung konnte sowohl die Natur der im Basalt eingeschlossenen Scholle als auch die Art der vielfältigen Mineralneubildungen geklärt werden.

Es wird nachgewiesen, daß das Ausgangsmaterial eine (Keuper-)Tonscholle mit eingelagerten Kalk- bzw. Dolomitbänken gewesen ist. Das alleinige Auftreten von Olivin als Einsprengling im einschließenden Nephelinbasalt (Nephelinbasanit) zeigt, daß die Kristallisation des Magmas bei etwa 1000° abgebrochen wurde. Unter der Einwirkung dieser Temperaturen erfolgte die Pyrometamorphose der (Keuper-)Mergel-Scholle, wobei Cordierit, Biotit, Muskovit, gelber Pyroxen, Pseudobrookit u. a. gebildet wurden. Es sind Minerale der Hornfelsfazies. Bemerkenswert ist die Oxydation des Fe<sup>II</sup> zu Fe<sup>III</sup>, wie aus dem Auftreten von Pseudobrookit und gelben Pyroxenen erkannt werden kann. Der hohe Wasser- und Gasgehalt der Ton-Kalk-Dolomit-Serie wurde durch das umhüllende Basaltmagma wie in einem Autoklaven festgehalten, so daß es bei sinkender Temperatur schließlich zu einer Hydrothermalsynthese von Montmorillonit aus den Tonmineralen kam. Die erforderlichen Magnesium-Ionen lieferte die dolomitische Sedimentserie. Der einschließende Basalt wurde bei dieser Reaktion nur wenige Dezimeter breit durch die Hydrothermalsynthese angegriffen, wobei

sich ebenfalls Montmorillonit aus den Magnesium-Ortho- und Metasilikaten gebildet hat. Die Bedeutung des Magnesiums als wesentlicher Baubestandteil wird hierbei offensichtlich, so daß die im Laboratorium gefundenen physikalisch-chemischen Bildungsbedingungen des Montmorillonit (W. NOLL 1944 u. a.) in der Natur bestätigt werden.

Die Bestimmung dieser „glimmerähnlichen“ bzw. serpentinenähnlichen Mineralneubildungen und Pseudomorphosen, die wohl meistens für „Serpentin“, „Iddingsit“ oder wegen ihrer scheinbar niedrigen Doppelbrechung für „Kaolinit“ gehalten werden, als Montmorillonit geschah auf folgendem Wege: Nachdem es uns gelungen war, aus möglichst reinen, im Pulverpräparat untersuchten, chemisch analysierten, röntgenographisch und bodenphysikalisch studierten Montmorillonitpartien Dünnschliffe herzustellen und dadurch das weiche, an der Luft von selbst zerfallende Material in seinem Gefüge zu fixieren, wurde auf Grund der Lichtbrechung, Doppelbrechung und Physiographie der Montmorillonit leicht erkannt. Diese Bestimmung mit Hilfe der optischen Eigenschaften und Physiographie ist ebensogut durchführbar wie die etwa von Albitsymplektit in einem granitischen Gestein. Auf Grund der hier gemachten Erfahrungen haben wir auch in vielen anderen Vorkommen, z. B. in Gesteinen des Rotliegenden, Montmorillonit erstmalig aufgefunden. Selbstverständlich muß man immer wieder prüfen, ob alle Methoden: Körnerpräparat, Dünnschliff, Röntgenaufnahmen, chemische Analyse, bodenphysikalische Konstanten, widerspruchsfrei das gleiche Ergebnis liefern. In gut eingerichteten Laboratorien muß auch die Thermodifferentialanalyse hinzugezogen werden.

#### A. Die geologischen Verhältnisse.

Bei Schurfarbeiten im Steinbruch des Großen Dolmar bei Meiningen wurde die bekannte Montmorillonitscholle des Großen Dolmar (1951) frisch angeschnitten. Die Montmorillonitscholle hatte eine Länge von mehr als 20 m und eine Höhe von mehr als 5 m. Auffällig war eine feine, zarte, verschiedenfarbige Bänderung in der Scholle, in der der weiche Montmorillonit sowohl als weiße, gelbe, wie auch rötliche Substanz zwischen grauen und braunen „tonigen“ Lagen eingebettet ist. Zwischen diesen „tonigen“ Lagen finden sich graue, gewöhnlich 1–2 cm dicke Platten eines harten, muschelrig brechenden Gesteins. Diese Bänkechen erlangten bei der mikroskopischen Untersuchung besondere Bedeutung, weil es sich offensichtlich um reliktsche Überreste des Ausgangsmaterials der gesamten Montmorillonitscholle handelt. Dadurch wurden wichtige genetische Schlüsse sowie solche auf die Reaktionsvorgänge möglich. Innerhalb der gebänderten Serien treten bis zu 20 cm mächtige, feste, weißliche Bänke auf, die beim Zerschlagen oft mehrere Zentimeter große Hohlräume enthalten, die von weißen, kristallinen Kalzitkrusten ausgekleidet sind. Auch sandige, graue Schmitzen, wie sie JUNG (1937/38, S. 292) beschrieben hat, finden sich häufiger. Sie bestehen aus Quarz und Montmorillonitbindemittel. Schon aus diesem, im Gelände zu beobachtenden Aufbau aus Schichten und Lagen wechselnder Zusammensetzung hätte man vermuten können, daß es sich um eine sedimentäre Schichtfolge handelt; jedoch führte erst die genaue petrographische Untersuchung im Dünnschliff zu dieser Erkenntnis. Eine solche Schichtfolge derartiger Zusammensetzung ist in der Umgebung des Großen Dolmar als mittlerer Keuper

vorhanden. Etwa 80 cm über der Bruchsohle war die regelmäßige Bänderung unregelmäßig gewunden und gefaltet, wobei die dunkelgrauen und feingeschichteten Bänke von zahlreichen weißen Montmorillonitklüften durchbrochen wurden. Hier hatten also innerhalb gewisser Lagen differentielle Bewegungen stattgefunden; die Lagen waren ins Fließen geraten.

Gegen die hellgelbe Montmorillonitscholle besitzt der Basalt eine mürbe, helle, etwa 40–60 cm mächtige Grenzzone. Erst dann setzt der frische, kleinstückig verwitternde Nephelinbasalt ein, der die Bergkuppe des „Großen Dolmar“ aufbaut und im Steinbruch gewonnen wird.

### B. Petrographie des Basaltes.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß der Haupttyp des Basaltes lediglich Einsprenglinge von Olivin enthält, die mit bloßem Auge sichtbar sind und mehrere Millimeter lang werden können. Sie zeigen trotz guter Kristallentwicklung meist starke Korrosionen. Pyroxen ist in kleinen Leisten und von 1–4  $\mu$  Dicke und 150–200  $\mu$  Länge das Füllsel in der Grundmasse. Nur einzelne Pyroxene sind kurzsäulig, 100  $\mu$  lang und 10–20  $\mu$  breit. Die Pyroxene haben die optischen Eigenschaften des Diopsid und sind kaum einmal einfach verzwilligt, sondern fast ausschließlich Einlinge. Im Hauptgestein ist der Olivin fast stets frisch und hat nur selten eine gelbbraune Rinde. Gelegentlich treten leukokrate Nester mit einzelnen braunen Biotittäfelchen innerhalb der Grundmasse auf. Die Basis der Grundmasse bildet Nephelin, den man mit Salzsäure zweckmäßigerweise vollständig weglöst, um seine Verbreitung sicher zu erkennen, da sich hierbei die bekannten Steinsalzwürfelchen bilden. Dieser Versuch lehrt, daß diese Nephelinbasalte (meist) frei von Feldspat sind. Im polarisierten Licht zeigt der Nephelin die niedrige Lichtbrechung und graue Polarisationsfarben, so daß er lediglich durch die mikrochemische Reaktion vom Feldspat unterschieden werden kann, was sich in günstigen Fällen durch seinen einachsigen negativen optischen Charakter bestätigen läßt. Die Basisschnitte zeigen nur sehr selten hexagonale Form. Meist sind es unregelmäßige Körner zwischen 40 und 20  $\mu$  Durchmesser. Spinelle, wahrscheinlich von der Zusammensetzung des Magnetit, sind reichlich in die Grundmasse eingelagert. Ein Mineral mit niedrigerer Lichtbrechung als der Nephelin ist nicht vorhanden. Es kann also Sodalith und Nosean im Gestein nicht anwesend sein. Umgestandenes gelbliches Glas mit achatartiger Textur und faseriger Struktur ist nur selten zu finden. Seine Lichtbrechung ist wenig höher als von Nephelin. Isotropes (nephelinoides) Glas mit kolloformer Textur ist noch seltener. Der Nephelinbasalt unmittelbar an der Randzone, d. h. bis zu 40 cm Entfernung von der Montmorillonitscholle, ist viel feinkörniger in bezug auf die Bestandteile der Grundmasse, so daß der Pyroxen kaum noch wohlgeformte Säulchen bildet. Olivin ist ebenfalls wieder einziger Einsprengling und erreicht selten Millimetergröße. Alle Olivineinsprenglinge werden u. d. M. von leuchtend braunroten Rändern von Iddingsit umhüllt, der meist feinfaserig ist. Hierdurch zeigt sich die Instabilität des Olivins bei der Erstarrung dieser randlichen Partien gegen die wasserhaltige Sedimentscholle an. Vielleicht ist auch die Korrosion der Olivine stärker als im Hauptgestein. Jedenfalls darf man aus der Tatsache, daß der Olivin der einzige, nicht mehr stabile Einsprengling ist und daß der

Tabelle 1. *Nephelinbasalt (Nephelinbasanit) vom Großen Dolmar (Rhön).*  
Analytiker: Dr. E. WOHLMANN.

Molquotient						
SiO <sub>3</sub>	38,42	639	NIGGLI-Werte:		OSANN-Werte:	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,15	100	si	76,2	S	45,3
TiO <sub>2</sub>	3,39	42	ti	5,1	A	2,8 a 1,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02	44	p	1,3	C	3,7 c 2,5
FeO	8,24	114	al	11,9	F	41,7 f 25,8
MnO	0,22	3	fm	55,2	<u>30,0</u>	
MgO	10,42	258	c	27,5		
CaO	12,88	230	alk	5,3		
Na <sub>2</sub> O	2,39	39	k	0,11		
K <sub>2</sub> O	0,48	5	mg	0,56		
H <sub>2</sub> O - 110°	1,37	78	c/fm	0,49		
H <sub>2</sub> O + 110°*	3,53	194				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,48	11				
CO <sub>2</sub>	0,06	0				
	100,05					
SO <sub>2</sub>	0,45					
S	0,18	(K. 0,09)				

\* Werte aus dem bei 110° ermittelten H<sub>2</sub>O und dem Glühverlust berechnet.

Pyroxen mit dem Nephelin eine sehr feinkörnige Grundmasse bildet, schließen, daß die Erstarrung des magnetischen Gesteins bei etwa 1000° ziemlich plötzlich erfolgte (vgl. H. WINKLER 1949).

Der Chemismus des Gesteins ist aus beistehender Analysentabelle (Tabelle 1) sowie aus der Berechnung nach NIGGLI und OSANN zu ersehen. Die hierbei ermittelten Werte bestätigen die Dünnschliffbeobachtungen, daß es sich um einen Nephelinbasalt, jedoch von normalem pyroxenitischem bzw. issitischem (basaltischem) Magmentyp handelt.

Das Auftreten von Nephelin als einzigem hellem Gemengteil bedeutet also keineswegs eine Zugehörigkeit zur Alkaligesteinssippe. Vielmehr läßt sich daraus an Hand der bekannten, vom Carnegie-Institut in Washington aufgestellten Zustandsdiagramme ein weiterer Beweis dafür entnehmen, daß die Kristallisation dieses Basalts bei hohen Temperaturen abgebrochen wurde; sonst wäre ein normaler Feldspatbasalt auskristallisiert.

Errechnet man überschlägig aus den Molquotienten einen etwa modalen Mineralbestand, indem man Alkalien und Kalzium auf Nephelin und Diopsid verteilt, so erhält man glatte Zahlen für Olivin von der Zusammensetzung Forsterit zu Fayalit wie 1:5. Es handelt sich demnach um einen Ferro-Hortonolit, der nach WINCHELL (1951, S. 500) folgende optische Konstanten aufweisen müßte:

$$Ng = 1,84 \quad Nm = 1,82 \quad Np = 1,79; -2V = 62^\circ,$$

entsprechend 84% Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>. Tatsächlich wurde im Körnerpräparat eine hohe Lichtbrechung ähnlich wie für Fayalit bestimmt, wie mir Herr Dr. HELLMERS freundlicherweise mitteilte.

Unmittelbar an der Montmorillonitscholle zeigt der Basalt in einer Mächtigkeit von etwa 40 cm völlig neuartige Verhältnisse. Seine mürbe Beschaffenheit ist nicht etwa eine Folge der Verwitterung, sondern eine Folge der endomorphen Umwandlungen, die die Wand des Basalts gegen die Montmorillonitscholle erfahren hat. Man erkennt im Dünnschliff (74/51), daß das gesamte Gestein von

feinsten, senkrecht vom Rand aufsteigenden weißen Äderchen durchtrümmert wird und daß sich in diesen Äderchen farblose Nester von Montmorillonit bilden. Ganz besonders wird der Olivin, ohne seine Form zu verlieren, in Montmorillonit umgewandelt und enthält dann stets noch Interpositionen von Eisenoxyd bzw. Eisenhydroxyd, das aus dem Gitter des Olivins frei geworden ist. Der Biotit wird stark braunrot gefärbt, während der Pyroxen verhältnismäßig unversehrt diesen ersten Stoß der Umwandlung übersteht. Betrachtet man mit starken Vergrößerungen diese weißen Äderchen, die den Basalt zerstören, so erkennt man einen

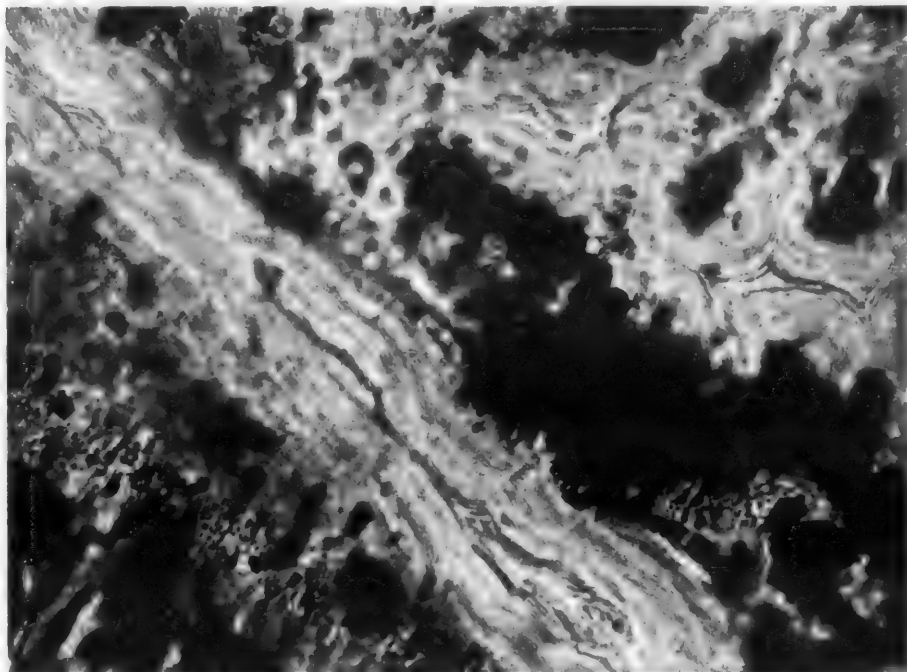


Abb. 1. Nephelinbasalt (Rand gegen Keuperscholle). Montmorillonitader und -nest mit achatartigen und kugeligen Strukturen. Schwarz: Pyroxen, Cordierit. Schliff 74/51, V = etwa 1000  $\times$ . Reprod. 1:1.

äußerst charakteristischen, schalig-achatartigen bzw. schuppig-, „faserigen“ Aufbau. Die Zeichnung des Montmorillonit (Abb. 1, Schliff 74/51, Abb. 12, Schliff 38/51, die bei einer für die Petrographie ganz ungewöhnlich hohen Vergrößerung von über 1000mal aufgenommen sind) erinnert an Interferenzfiguren, wie sie bei unscharfer Vergrößerung von Staub in Lichtbrechungsflüssigkeiten auftreten können. Bei aufmerksamer Betrachtung erkennt man jedoch, daß es sich nicht um FRESNELSche Beugung handeln kann, da sich die Linien nicht vergittern oder überschneiden, sondern paketweise scharf aneinander abstoßen. Man vergleiche, um sich von der Realität unserer Struktur zu überzeugen, die schönen Abbildungen von Interferenzerscheinungen im Elektronenmikroskop von E. KINDER und A. RECKNAGEL (1947, Abb. 3, S. 351)<sup>1</sup>. Beim Mikroskopieren verschafft man sich leicht Sicherheit von der Realität dieser Struktur, wenn man fokussiert

<sup>1</sup> Die Kenntnis der Arbeit verdanke ich einem freundlichen Hinweis von Herrn Dr. OTTEMANN.



und die einzelnen Plättchen bei verschiedener Lagerung in die Tiefe verfolgt. Auch bei + Nic. zeigt sich dieser feinstschuppige Aufbau der Montmorillonitbänder sowie das feststehende Balkenkreuz der Sphärolithe. Die schaligen Bildungen erinnern durchaus an kolloforme Strukturen. Sie haben ihre Ursache in dem feinschuppigen Aufbau und dem Schichtengitter der Montmorillonitkristalle. Die kugeligen Formen sind Krusten um isolierte Mineralkörner. Das ist in manchen drusigen Montmorillonitnestern gut zu sehen, wo vom Rande her Täfelchen oder hexagonale Plättchen von Biotit aufragen und mit Winkeln und Kanten nachgeformt werden. Gelegentlich sind solche Kriställchen auch Rutil u. a. Solche Überwachungen, die die Form nachbilden, finden sich auch um die Hämatitüberreste im Innern der idiomorph umgrenzten Pseudomorphosen des Olivin.

### C. Petrographie der Montmorillonit-scholle.

#### 1. Die Relikte von Sedimenten.

Es sollen nun zunächst die relik-tischen Partien beschrieben werden, die als Ausgangsmaterial der gesamten Montmorillonitscholle zu betrachten sind. Die festesten Partien innerhalb der Scholle sind Bänke von 1–3 cm Stärke eines grauen, muschelig brechenden Gesteins, das an Steinmergelbänke oder an gefrittete Tonsteine erinnert. Bei mikroskopischer Betrachtung zeigen diese Bänke ganz einwandfrei eine Schichtung. Größere ( $20\mu$ ) und kleinere, kantig-rundliche und splittrige Quarzkörnchen reihen sich aneinander und wechsellagern mit fast optisch isotropen, glimmerhaltigen Partien. Einzelne große Glimmerplättchen liegen gut orientiert in der Schichtung (Abb. 2). Untersucht man vergleichsweise „Steinmergelkeuper“, aus dem der Kalk herausgelöst ist, so erkennt man ganz gleichartigen mikroskopischen Aufbau nach Korngröße und Textur. Es handelt sich ohne Zweifel bei diesen Lagen um ein Sedimentgestein. Im übrigen beweist auch die chemische Analyse dieses Gesteins (Tabelle 3) seine Übereinstimmung mit den Tongesteinen des mittleren Keuper (Tabelle 4). Insbesondere stimmt der hohe Gehalt (Analyse, Tabelle 3/26) an  $K_2O$  mit der mikroskopischen Feststellung überein, daß die „Tonminerale“ im wesentlichen Restglimmer: Muskovit, Hydrobiotit, Hydromuskovit u. ä. sind. Kaolinit konnte im Dünnschliff nicht festgestellt werden, ist aber aus den Tönen des Keuper bekannt. Die dichten, nahezu optisch isotropen Lagen kann man bei stärksten Vergrößerungen in ein Gemenge winzigster Kristallneubildungen auflösen (Abb. 3), zwischen denen Montmorillonit eine farblose Grundmasse bildet.

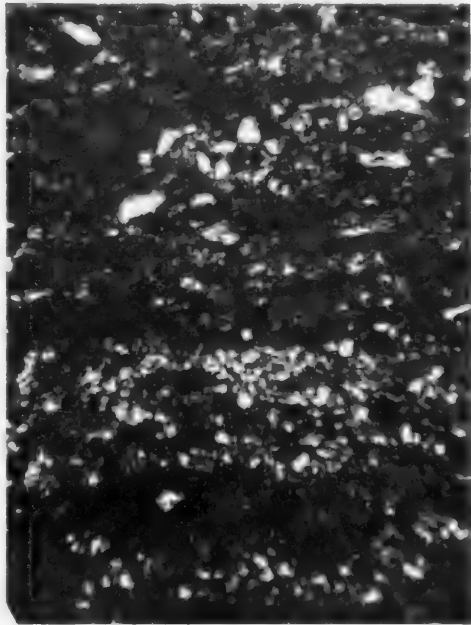


Abb. 2. Gefrittete Tonbank. Geschichtetes Sediment mit Quarzkörnchen (weiß) in einer Grundmasse aus Cordierit, Montmorillonit und Pyroxen. Schliff 42/51, V = etwa  $50\times$ . Reprod. 1:1.

Tabelle 2a. *Montmorillonit-Analysen und Berechnungen der Formel.*

	1	2	3	4 (37)	5 (18)
SiO <sub>2</sub>	47,98	48,49	49,21	48,60	51,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,77	13,37	22,61	20,03	19,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	5,56	0,43	1,25	0,83
FeO	—	0,16	—	—	—
MnO	—	—	Sp.	0,16	Sp.
MgO	6,04	5,89	2,13	5,24	3,22
CaO	2,36	2,65	1,95	1,72	1,62
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,45	—	0,04
K <sub>2</sub> O	—	—	Sp.	—	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,75	7,41	9,34	21,52	7,99
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	17,29	16,14	14,37	21,52	14,81
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,73	—	—	—
	100,23	100,40	100,49	98,52	99,52
Nm =	1,48	(1,546 bis 1,553)	1,545	—	1,552 (1,560)

1. [(Si<sub>3,84</sub>Al<sub>1,16</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>] [Al<sub>1,43</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,03</sub>Mg<sub>0,72</sub>]Ca<sub>0,20</sub>
2. [(Si<sub>3,87</sub>Al<sub>1,13</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>] [Al<sub>1,13</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,34</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,01</sub>Mg<sub>0,70</sub>]Ca<sub>0,27</sub>
3. [(Si<sub>3,75</sub>Al<sub>1,25</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>] [Al<sub>1,78</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,02</sub>Mg<sub>0,24</sub>]Ca<sub>0,16</sub>Na<sub>0,06</sub>
4. (37) [(Si<sub>3,72</sub>Al<sub>1,28</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>] [Al<sub>1,51</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,07</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,01</sub>Mg<sub>0,60</sub>]Ca<sub>0,29</sub>
5. (18) [(Si<sub>3,88</sub>Al<sub>1,12</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>] [Al<sub>1,64</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,05</sub>Mg<sub>0,36</sub>]Ca<sub>0,38</sub>

1. Montmorillonit (rosa) Dolmar, Anal. JUNG (1938).
2. Montmorillonit (gelb) Dolmar, Anal. JUNG (1938).
3. Montmorillonit Unter-Rupsroth, Anal. HEIDE (1928).
4. Montmorillonit Montmorillon, Anal. SHANNON (1926).
5. Montmorillonit (rosa) Montmorillon, Anal. R. C. WELLS (1945).

Die Bestimmung dieser Kriställchen bereitet außerordentliche Schwierigkeiten. Eine Trennung mit schweren Lösungen selbst mittels Zentrifuge gelingt bei derartig feinen Korngrößen und Verfilzungen nicht. Man ist also auf die röntgenographische Mineraldiagnose angewiesen, die bei dieser Untersuchung in vollem Umfang ausgenutzt wurde. Glücklicherweise wachsen in manchen „Adern“ diese Minerale auch zu größeren (vielfach bis  $100\mu \times 60\mu$ ) und daher optisch diagnostizierbaren idiomorphen Kristallen heran. Solche Partien wurden mit schweren Lösungen getrennt, so daß die Lichtbrechung der Kriställchen bestimmt werden konnte. Sie betrug  $Ng > 1,567$ ,  $< 1,579$ . Unter dem Universaldrehtisch und im Körnerpräparat erkennt man, daß solche Kriställchen tafelige Form haben und gelegentlich einige wenige, scharf begrenzte Zwillingslamellen aufweisen. Die Werte der Dichte lagen bei 2,5—2,7. Trotz wochenlanger Bemühungen gelang es nicht, reines Material für chemische Analyse mit schweren Lösungen herauszutrennen, jedoch war eine Trennung in zwei Fraktionen erfolgt. Eine enthielt vorwiegend diese farblosen, säulig-tafeligen Kriställchen neben Montmorillonit, der in Löchern oder diablastisch eingewachsen ist (vgl. Abb. 9). Bei der Vermessung solcher Körner auf dem U-Drehtisch zeigte sich zwar, daß die Kriställchen sehr häufig mit ein und zwei Lamellen nach Art der Plagioklase verzwillingt waren, jedoch konnten entscheidende optische Konstanten nicht ermittelt werden. Vielfach laufen die Zwillingslamellen diagonal zur schmalen Kante der Täfelchen, so daß zwei Keile übereinandergelegt scheinen. Erst durch Vermessung eines Dünnschliffs mit größeren Körnern von  $94 \times 60\mu$  Größe gelang es, in zwei Fällen

Tabelle 2b. *Montmorillonit (rosa)*.  
Berechnet aus Analyse von JUNG (1938), Gr. Dolmar (Rhön).

		Mol- quotient	Atom- proportion	Symbol	Valenzen
SiO <sub>2</sub>	47,98	.799	.799	Z	3,196
TiO <sub>2</sub>	0,53	.007	.007	—	28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,77	.165	.330	A	.990
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	.003	.006	B	18
MgO	6,04	.149	.149	D	.298
					4,502 = K'
CaO	2,36	.042	.042	X	84
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	4,586 = F'
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,75	.486			<b>K = 4,81</b>
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	17,29	.960			
	100,23				

*Typenformel.*

(Nach ROSS und HENDRICKS 1945.)

(Al<sub>3-y</sub>Fe<sub>3</sub>Mg<sub>d</sub>) (Al<sub>y</sub>Si<sub>4-y</sub>) O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> · X. (O, OH)-Valenzen = 22,00  
Basenaustausch = 0,33 ≅ (Ca, Na, K)

Proportionalitätsfaktor

$$K = \frac{22 - 0,33}{4Z + 3A + 3B + 2D} = \frac{21,67}{4,502} = 4,81$$

$$\begin{array}{ll} y = 4 & KZ \\ KZ = 3,84 = z & KD = 0,72 = d \\ KA = 1,59 = a & Kc = 0,20 = X \\ KB = 0,03 = b & y = 0,16 \\ & a - y = 1,43 \end{array}$$

Formel: Ca<sub>.2</sub>[Al<sub>1.43</sub>Fe<sub>.03</sub>Mg<sub>.72</sub>][Si<sub>3.84</sub>Al<sub>.16</sub>]O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>.

deutbare optische Messungen anzustellen. Es wurde der Achsenwinkel mit  $-2V = 40^\circ$  gemessen und ein Zwilling, dessen Symmetrie eindeutig rhombisch war. Zwillingsfläche und Spalttrisse stehen senkrecht aufeinander. Symmetrisch dazu liegt die Achsenebene. Der Winkel zwischen den beiden Polen für  $N_\beta$  beträgt  $50^\circ$ , die Doppelbrechung dieses Minerals mit Polarisationsfarben von Grau I. Ordnung ist etwa 0,01. Die Trennung enthielt außerdem noch einige Karbonatkörnchen, die nach vorherigem Glühen bei  $400^\circ$  vorsichtig mit Essigsäure herausgelöst wurden, so daß im wesentlichen ein Gemenge des fraglichen Minerals neben Montmorillonit und etwas Pyroxen vorlag. Nunmehr ließ sich die Röntgen-Debye-Aufnahme mit einiger Sicherheit analysieren (Abb. 4): es sind vorhanden die Interferenzen von Cordierit, untergeordnet von Montmorillonit. Das Mineralgemenge wurde freundlicherweise von Herrn Dr. OTTEMANN spektroskopisch untersucht und als Hauptelemente gefunden: Magnesium, Aluminium, Silizium (Kalzium), als Spurenelemente Eisen, Kali, Titan. Wenn es sich um Plagioklas handelte — eine Möglichkeit, die trotz der Messung der Indikatrix nicht ganz auszuschließen war —, so hätte neben Kalzium auch Natron als Hauptelement gefunden werden müssen, da auf Grund der Lichtbrechung nur Plagioklas mit etwa 50% Anorthitgehalt in Frage kam. Eine Identifizierung als Feldspat entfällt deshalb. Somit dürfte optisch, röntgenographisch und spektroskopisch der

Nachweis erbracht sein, daß es sich bei dem säulig-tafeligen Mineral mit grauen Polarisationsfarben, das den Filz der Grundmasse bildet, um einen eisenhaltigen *Cordierit* handelt. Solche *Cordierite* sind in Sedimenteinschlüssen in Basalten ziemlich verbreitet. P. RAMDOHR (1919) fand an der Blauen Kuppe bei Eschwege ebenfalls derartige viereckige Querschnitte, die dünner als die Schliffdicke waren, jedoch auch Drillinge und charakteristische Viellinge, die die Bestimmung ermöglichten. Erste Anhaltspunkte für eine Bestimmung als *Cordierit* waren

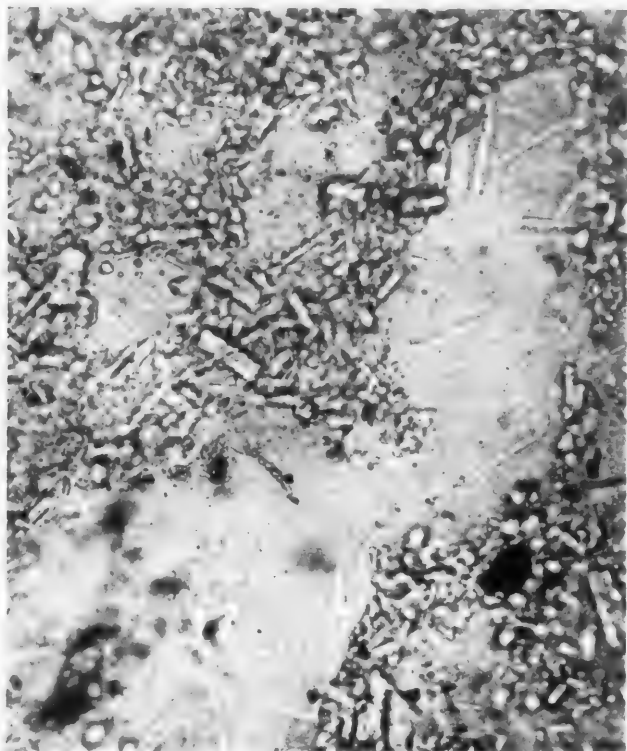


Abb. 3. Gefrittete Tonbank (Abb. 2). Grundmasse aus Montmorillonit mit Einlagerung von Muskovit und einem Kristallhaufwerk von *Cordierit* und Pyroxen. Schliff 42/51, V = 1300 ×. Reprod. 1:1.

bereits auch mikroskopisch durch die Art der Umwandlung im Schliff 43/51 gefunden worden, die im nächsten Abschnitt beschrieben werden soll.

In diesen äußerst feinfilzigen, fast optisch isotropen Lagen ist neben *Cordierit*, der zweifellos den Hauptanteil stellt, auch in kleinen Mengen *Diopsid* vorhanden, was auch bei Berechnung der chemischen Analyse ersichtlich wird. Dieser *Pyroxen* soll später aus einem anderen Schichtglied beschrieben werden, weil er dort in größeren, optisch diagnostizierbaren Körnern aufgefunden wurde.

Es ist vielfach festzustellen, daß die idiomorphen Formen des *Cordierit* von *Montmorillonit* abgerundet und „verdaut“ werden. Ich schließe daraus, daß bei der Bildung von *Montmorillonit* *Cordierit* verbraucht wird.

Überall in dem dichten Grundgewebe erscheinen farblose Tupfen und Nester von *Montmorillonit* (Abb. 5). Vielfach haben sie nur wenige Mikron Durch-

messer. Sie bilden mehr oder weniger rundliche oder auch stachelig-konkav umgrenzte Formen. Ihre Innenstruktur ist schalig, sphärolithisch, indem sie aus feinsten, faserigen oder schuppigen Aggregaten aufgebaut sind. Ihre Doppelbrechung ist je nach der Dicke der Pakete meist sehr niedrig. Niemals sind sie

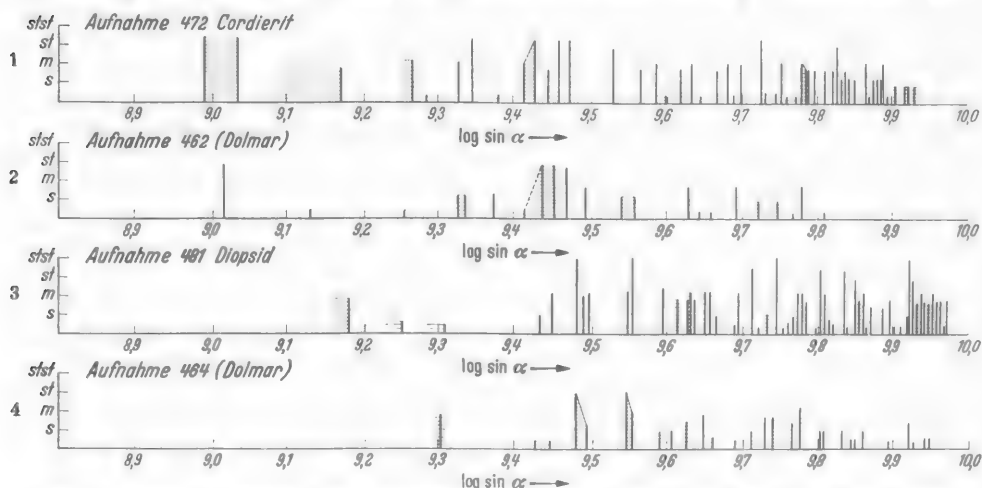


Abb. 4. Röntgenmonogramme von Cordierit und Augit aus den Montmorillonitlagen, mit Vergleichsaufnahmen. 1. Aufnahme 472 v. 5. 3. 51, Cordierit, Arendal, Norwegen. 2. Aufnahme 462 v. 2. 3. 51, Fraktion mit Cordierit. Schliff 42/51. 3. Aufnahme 481 v. 14. 3. 51, Augit, Obersulzbachtal, Österreich. 4. Aufnahme 464 v. 2. 3. 51, Fraktion mit vorwiegend gelbem Pyroxen. Schliff 43/51. Alle Aufnahmen:  $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung, Fe-Filter, Präparat 0,3 mm  $\varnothing$ , Bl. 1 mm, 4 Std. 75 V primär, 8 mA.

isotrop, so daß in diesen hellen Tupfen kein Glas vorliegen kann. Manche Gesteinspartien sind förmlich durchlöchert von solchen Neubildungen, die wie „Mandeln“ in einem Eruptivgestein erscheinen. Gemeinsam mit Montmorillonit oder kurz vorher entsteht auch Muskovit neu. Man findet nämlich in fast jedem größeren

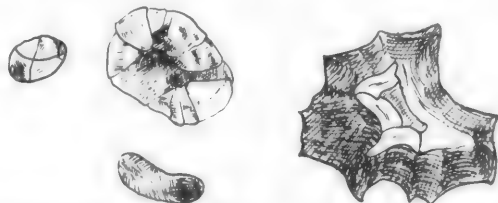


Abb. 5. Kugelige Montmorillonitbildungen in der Grundmasse, Durchmesser 5—50  $\mu$ . Schliff 42/51.

Montmorillonitnest feine Täfelchen mit der Doppelbrechung und Lichtbrechung von Muskovit (40  $\mu$  lang), auf die sich der Montmorillonit wie ein Spinnweb über Tannennadeln legt (Abb. 3). Die Muskovitäfelchen sind dabei vielfach gebogen und bilden das „Gerüst“ des Montmorillonitnestes.

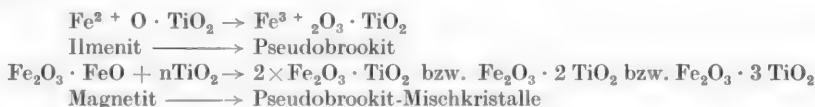
Besondere Beachtung verdient, daß in diesen reliktschen Sedimentpartien auch Titanminerale auftreten, und zwar in Form von langen, buchtigen, rotbraunen und gelben Rutilnadelchen sowie von fast schwarzen, rubinroten, kaum pleochroitischen Täfelchen von Pseudobrookit ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ ). Daß es sich bei den winzigen, fast opaken rubinroten Kriställchen um Pseudobrookit handelt, ist

aus der Optik sowie aus den Formen zu entnehmen. An Hand der neuen schönen Untersuchung von ERDÉLYI (1951) lassen sich folgende Flächen indizieren:

a (100)  $\mu$  (?), (101) oder (301) sowie b (010).

Pseudobrookit ist ein außerordentlich seltenes Mineral (RAMDOHR, Erzminerale, 1950, S. 735/736). Unser Vorkommen ist das 3. in Deutschland und nach ERDÉLYI das 11. in der Welt sowie das 9. in Europa. Der 1. Fundpunkt von Pseudobrookit in Deutschland wurde von LATTERMANN (1888) und E. FREUDENBERG (1907) vom Katzenbuckel beschrieben, der 2. Fundpunkt von RAMDOHR (1922). Die Erzparagenese des Katzenbuckels im Odenwald ist unter der Leitung von P. RAMDOHR durch G. FRENZEL (1953) erneut sorgfältig studiert worden, wobei vielerlei neue und interessante Ergebnisse erzielt wurden.

Pseudobrookit ist, wie G. FRENZEL<sup>1</sup> im einzelnen nachgewiesen hat, aus Titanomagnetit und Ilmenit entstanden. Wir konnten in unseren Gesteinen keine Pseudomorphosen nach Ilmenit oder Titanomagnetit auffinden; vielleicht ist er hier aus Gemengen von Leukoxen und Eisenhydroxyd ( $\text{FeOOH}$  bzw.  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) direkt gebildet worden, da letzteres die Rotfärbung des Keuper verursacht und reichlich vorhanden war. Es ist bemerkenswert, daß unter der Einwirkung des basaltischen Magmas das Eisen in der höheren Oxydationsform als dreiwertiges Eisen vorliegt bzw. daß eine Oxydation stattgefunden hat derart:



Am Originalfundpunkt in den Aranyerbergen ist Pseudobrookit durch „Oxydation bei der Temperatur heißer Fumarolen entstanden“ (RAMDOHR 1950, C. FRIES, W. SCHALLER, J. GLASS 1942). Überhaupt ist Pseudobrookit als Auswürfling in vulkanischen Gesteinen besonders schön entwickelt. R. BECK (1892) fand Pseudobrookit auch als Kontaktprodukt in Knotenglimmerschiefern im Müglitztal bei Dresden.

Möglicherweise enthält unser Pseudobrookit auch  $\text{MgO}$ , wie LATTERMANN chemisch-analytisch in dem Vorkommen vom Katzenbuckel nachwies und wie G. FRENZEL (1953) auf Grund erzmikroskopischer Studien erneut wahrscheinlich gemacht hat, so daß die Formel derartiger Pseudobrookite  $(\text{Fe}^{\text{II}}, \text{Mg}^{\text{II}})_2\text{O}_3 \cdot \text{TiO}_2$  lautet. Jedenfalls muß man aus den verschiedenartigen Farben und der unterschiedlichen Durchsichtigkeit der Pseudobrookite auf eine variable chemische Zusammensetzung schließen. Feiner Staub ( $< 4 \mu$ ) opaker Minerale besteht wahrscheinlich aus Magnetit oder anderen Spinellen. Häufig ist ein braun durchscheinender Spinell mit einfachen oktaedrischen Formen ( $\varnothing 10 \mu$ ). Vielleicht handelt es sich um Spinell von der Zusammensetzung  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  oder um Koppit, der ebenfalls durch dreiwertiges Eisen sowie durch Cer ausgezeichnet ist, das in unseren Gesteinen chemisch nachgewiesen wurde (vgl. Analyse Dr. WOHLMANN, Tabelle 3).

<sup>1</sup> Herrn Dr. G. FRENZEL bin ich für die Zuwendung seiner Dissertation und von Vergleichsmaterial vom Katzenbuckel zu Dank verpflichtet.



Tabelle 3. *Chemische Analyse der Sedimentscholle, Großer Dolmar, Rhön.*

Analytiker: Dr. E. WOHLMANN.

Probe 25: Pyroxen-Cordieritgestein, Schl. 36/37, Hst. 1030, graubraune, gelbe, dichte Lagen.

Probe 26: gefrittete Tonbank, Schl. 42/51, Hst. 1029, hellgraue, muschelrig brechende zentimeterdicke, homogene Bank.

Probe 27: Pyroxen-Montmorillonitgestein, Schl. 43/51, Hst. 1032, braune, mürbe Massen und Lagen.

Probe 2: gelber Montmorillonit, JUNG (1938).

	Probe Nr.							
	2		25		26		27	
	Gew.-%	Molzähl	Gew.-%	Molzähl	Gew.-%	Molzähl	Gew.-%	Molzähl
SiO <sub>2</sub>	48,49	807,4	38,85	6469	54,55	9083	41,23	6865
TiO <sub>2</sub>	0,73	11,4	0,54	85	0,54	85	0,25	39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	131,2	15,23	1494	16,39	1608	14,12	1385
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,56	348	12,44	779	3,86	242	7,98	500
		696		1558		484		1000
FeO	0,16	22	0,64	89	3,44	479	0,34	47
MnO	—	—	0,41	58	0,03	4	0,14	20
MgO	5,89	146,1	10,98	2723	12,73	3157	14,00	3472
CaO	2,65	47,3	10,27	1831	0,84	150	8,12	1448
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,60	97	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	3,10	33	0,29	31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,41	411,3	5,30	2942	1,48	822	5,87	3258
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	16,14	895,9	5,82	3251	2,16	1199	8,37	4646
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	1,0	0,18	13	0,23	16	0,20	14
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	0,24	—	—	—	—	—
Cl	—	—	0,08	23	0,06	17	0,07	20
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
selt. Erden	—	—	0,07	—	—	—	—	—
Korr. für O	100,49	—	101,05	—	100,01	—	100,98	—
	—	—	0,12	—	0,01	—	0,02	—
	—	—	100,93	—	100,00	—	100,96	—

## NIGGLI-Werte.

	Probe Nr.			
	2	25	26	27
al	33	19	25	19
fm	55	57	65	61
c	12	24	3	19
alk	0	0	7,0	0,5
si	203	82	142	94
g	+ 104	- 17	+ 18	- 9
k	0	0	0,8	1,0
mg	0,7	0,6	0,8	0,8
al-alk	33	19	18	18,5
c/fm	0,22	0,42	0,04	0,31

Ein weiteres relikthisches Material der umgewandelten Sedimentscholle liegt als Kalkstein vor, der in zwei etwa Dezimeter dicken Bänken im oberen Teil des Aufschlusses zu finden ist. Im Dünnschliff stellt man lediglich ziemlich grob rekristallisierte, polygene Karbonate fest. Infolge der Dissoziation der Karbonate und der damit verbundenen Entgasung und Wegfuhr von Kalzium haben sich vielfach unregelmäßige Hohlräume innerhalb der Kalke gebildet, die

von weißen, kristallisierten Kalkspatkrusten ausgekleidet werden. Die Kalke sind stets mit tonigen Substanzen verunreinigt, so daß ein hoher Lösungsrückstand bleibt. Es handelt sich offensichtlich um Kalkmergel, deren chemische Analyse lautet:

		Molquotient
CaO	44,49	7933
MgO	1,90	471
CO <sub>2</sub> ber.	36,97	
	83,36	
LR	12,19	
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	
	97,81	

Das Karbonat ist ein ziemlich reiner Kalzit mit sehr geringem Dolomitgehalt. Da die Dissoziationstemperatur des Dolomit um etwa 300° niedriger liegt (NACKEN 1950) als die des reinen Kalzits, wird durch fraktionierte Dissoziation der dolomitische Anteil weit eher und weit schneller zerstört als der Kalzit. Es findet auf diese Weise eine Reinigung des Kalkes von MgO statt, das, wie später gezeigt werden wird, zur Bildung des Cordierit und Montmorillonit zur Verfügung stehen muß. In einer unveränderten Serie von Keupermergel ist in den tonigen Anteilen (Tabelle 4) der MgO-Gehalt 3—4fach niedriger als in den Tongesteinen unserer Montmorillonitscholle, andererseits besitzen die karbonatischen Bänke des mittleren Keupers wesentlich höheren Dolomitgehalt. Ein Stoffaustausch zwischen den Karbonatbänken und den Tonlagen ist daher plausibel und erklärt unsere einzigartige Synthese von Magnesiumsilikaten und Magnesiumhydrosilikaten bestens.

## 2. Die umgewandelten Tongesteine.

a) *Die Hornfelsfazies.* Die stärker umgewandelten Partien unserer Sedimentscholle sind petrographisch außerordentlich schwierig abzugrenzen und zu charakterisieren. Verschleift man äußerlich ähnliche Lagen, so ist man überrascht, wie verschiedenartig der Mineralbestand nach Menge und Korngröße sein kann. Zur chemischen Analyse (Tabelle 3/27) wurden hellgelbliche und hellbräunliche Teile verwendet, die im wesentlichen Montmorillonit, etwas Pyroxen und kaum Glimmer enthielten (Pyroxen-Montmorillonitgesteine). Für Analyse Tabelle 3/25 wurden dunklere Tone, weniger mürbe und weniger gleichmäßig gefärbte Proben abgetrennt, die reichlich Pyroxen neben Cordierit sowie vor allem Pseudobrookit und nicht bestimmbare, fast isotrope „Spinelle“ enthielten. in denen seltene Erden chemisch-analytisch nachgewiesen werden konnten. Muskovit und Biotit hat offensichtlich in diesen Partien gefehlt, da Alkalien nicht gefunden wurden. Glimmer gehören aber normalerweise als Gemengteile zu dieser Paragenese.

Der Mineralbestand dieser Lagen entspricht dem, wie er bei der Kontaktmetamorphose in Plutoniten bzw. bei der Pyrometasomatose (BRAUNS 1911. 1922) in Vulkaniten entsteht. Cordierit und diopsidischer Pyroxen sind neben Muskovit und Biotit die herrschenden Gemengteile (Schliff 37/51, Analyse Tabelle 3/25). Hinzutritt eine Fülle von opaken Mineralien vom Typus der Spinelle, sowie reichlich Pseudobrookit als Oxydationsprodukt von Eisenoxyd-Verbindungen, etwa Ilmenit oder Titanomagnetit. Die Erscheinungsweise

des Cordierit ist in Abb. 9 recht gut zu sehen; er bildet helle, rundliche oder tafelige Formen mit grauen Polarisationsfarben, die siebartig diablastisch über das Grundgewebe wachsen. Dabei schließt er reichlich in Tropfen und Buchten fremdes Material, vielleicht auch isotropes Glas ein. Dieses ist eine charakteristische Struktur des Cordierit in allen Typen der „Hornfelsfazies“. Freier Quarz wurde nicht gefunden. Die Analyse zeichnet sich dementsprechend durch sehr niedrigen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt aus. Im Typus der Abb. 8 wird der Cordierit bereits hydratisiert und zum großen Teil in Montmorillonit umgewandelt. Vielfach ist der Cordierit einfach oder polysynthetisch verzwilligt nach Art der Plagioklase, wie man unter dem Universaldrehtisch leicht feststellen kann. Man findet auch tafelige, keilförmig abgeschrägte Körner, in denen die Zwillingsnaht schräg auf der schmalen Kante verläuft.

Als zweithäufiges Mineral tritt Pyroxen auf, der in dichten Haufen kleinster, hochlichtbrechender Körnchen und isomorpher kleinster Säulchen als Füllsel zwischen dem Cordierit erscheint. Er wird von Cordierit nur sehr selten umschlossen (Schliff 48/51). Er wurde zuerst im Röntgendiagramm des gepulverten Gesteins bestimmt und ist schließlich in der bei der Trennung mit Schwereflüssigkeit erzielten zweiten Fraktion (Abb. 4, Aufn. 464, Vergleichsaufnahme 481) angereichert worden. In größeren Körnern zeigt er im Dünnschliff gelbe bis zeisiggelbe Farbe und graue bis gelbe Polarisationsfarben, je nach der Dicke der Körner. Eigentümlich anomal blaue Polarisationsfarben treten ziemlich unvermittelt kurz vor der Auslöschungsstellung auf. Eine schöne Bestätigung dieser mühseligen und unsicheren Diagnose brachten schließlich  $100 \times 50 \mu$  große Körner, die in eine Mandel von Montmorillonit hineinragten. Sie waren genau nach der Basis geschnitten, so daß die charakteristischen Umgrenzungen (100), (010) sowie (110) und die rechtwinkligen Spaltrisse des Pyroxens einwandfrei festzustellen waren (Abb. 6, Schliff 144/51, H1028). Auslöschung und Doppelbrechung in Beziehung zur Kristallform erweisen eine Lage der Indikatrix wie bei Diopsid. In der Fraktion fanden sich zahlreiche Körner von  $200 \times 40 \mu$  und  $100 \times 20 \mu$ , meist mit glatten Flächen, selten mit Einbuchtungen. Dieser zeisiggelbe Pyroxen ist ein außerordentlich seltenes Mineral. Er hat aber schon mehrfach die Aufmerksamkeit der Petrographen erregt. MÜGGE (1883 II, 196) entdeckte ihn neben Hypersthen in Alkalitrachyten der Azoren. LATTERMANN (1888) und FREUDENBERG (1907) beschrieben ihn neben Pseudokrookit im Natron-Shonkinit („Ijolith“) des Katzenbuckels. Ich verdanke Herrn Prof. Dr. RAMDOHR und Herrn Dr. G. FRENZEL sehr schönes Vergleichsmaterial aus dem rötlichen Natron-Shonkinit des Katzenbuckels. FREUDENBERG hat auch die goldgelben bzw. zeisiggelben Pyroxene analysiert und als wichtigstes und interessantes Ergebnis gefunden, daß diese Pyroxene nur  $\text{Fe}^{3+}$  enthalten, daß also das gesamte zweiwertige Eisen oxydiert wurde, derselbe Vorgang, der auch die Bildung von Pseudobrookit verursacht. Nach seiner Analyse berechnet, liegt ein diopsidischer Pyroxen vor, etwa der Formel  $\text{Mg}(\text{Fe}^3, \text{Al}^3)\text{Ca}(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ti})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ ,  $Z/\text{Ac} = 34^0$ ,  $-2V = 84^0 50'$ ,  $D = 3,268$ . Auch weniger vollständig oxydierten



Abb. 6. Gelber Pyroxen, nach der Basis geschnitten, Schliff 144/51, Länge etwa  $100 \mu$ .

graugrünen Pyroxen hat FREUDENBERG als Zwischenstufen zum normalen Augit nachgewiesen. Die Bildungen von Cordierit und Diopsid weisen auf dolomitisches Ausgangsmaterial in der Sedimentserie hin. Daß es sich um Mergelgestein gehandelt hat, zeigt das Auftreten von Muskovit und Biotit. Ihre idiomorphe diablastische Kristallform beweist, daß sie als Porphyroblasten neu gebildet sind, ebenso wie Cordierit, und daß es sich auch bei den sperrig orientierten Glimmertafeln nicht um Restglimmer handelt (Abb. 7). Die Täfelchen sind oft mehr als  $200\ \mu$  lang, also wesentlich größer als die Restglimmer in den relikttischen gefritteten Tonlagen. Der Pleochroismus ist kräftig, farblos = X, sehr hellgelblich-bräunlich = y = z,  $N_p \cong 1,53$ ,  $N_m = 1,56$ , einachsig negativ. Es liegt also Phlogopit vor. Sein Chemismus stimmt mit Gesamtchemismus und Paragenese gut überein, in der Magnesium als wesentlicher Baustein der Silikate vorherrscht. In ähnlichen Kristallformen ist der farblose Muskovit entwickelt. Bei stärkeren Vergrößerungen erkennt man weiterhin sehr feine nadelige Kriställchen, oft zu stacheligen Rosetten vereinigt, die vielfach eine Quergliederung wie Sillimanit zeigen. Lichtbrechung, Doppelbrechung und optischer Charakter der Längsrichtung sprechen für Sillimanit. Außerdem findet man zahlreiche kubische bzw. oktaedrische Kriställchen von braunen, roten, gelben Farben mit hoher Lichtbrechung und meist auch hoher Doppelbrechung sowie opake Körnchen, die ich nicht zu bestimmen vermochte.

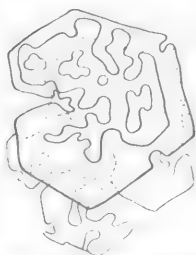


Abb. 7. Phlogopit-Diablasten, Durchmesser etwa  $200\ \mu$ , Streupräparat.

Montmorillonit siedelt sich da und dort in der bereits beschriebenen Art in der Grundmasse und auf Kosten des Cordierit an.

b) *Die hydrothermale Fazies der glimmerfreien Montmorillonitlagen.* In den tonigen Lagen, in denen Glimmer und Diopsid weitgehend fehlt, ist Montmorillonit das herrschende Mineral. Offenbar begünstigt die Abwesenheit von Alkalien die Bildung von Montmorillonit. Eine derartige physikalisch-chemische Bedingung ist bei Laboratoriumsversuchen wiederholt als besonders günstig für die Bildung von Montmorillonit erkannt worden. Besonders hat NOLL (1944) die quantitativen Verhältnisse bei der Montmorillonitsynthese eingehend studiert. Vor allem ist, wie aus der Analyse 27 (Tabelle 3a) dieses Gesteinstypus hervorgeht, kein  $\text{Na}_2\text{O}$  vorhanden, sondern wenig  $\text{K}_2\text{O}$ .

Die Textur derjenigen Lagen, die gegen reinen Montmorillonit grenzen, ist sehr merkwürdig. Man sieht im Dünnschliff (Abb. 8; 43/51) mehrere Millimeter lange „Nadeln“, die nach beliebigen Richtungen das Grundgewebe durchspießen. Wahrscheinlich handelt es sich um Pseudomorphosen, deren ursprüngliche Natur ebensowenig wie ihr chemischer Mineralbestand zu erkennen ist. Dunklere Felder bestehen aus sehr kleinen Pyroxenkörnchen und aus dunkelbraunen und opaken, spinellähnlichen Mineralien. Dazwischen breitet sich der Montmorillonit aus. Er füllt kleine rechteckige Felder oder schließt sich zu großen unregelmäßigen Haufen zusammen. Diese Partien sind fast frei von jeglichen Beimengungen. Gelegentlich glaubt man, in diesen quadratischen Montmorillonitflecken Überreste von Cordierit zu erkennen. Sicher ist jedenfalls, daß eine tafelige Umgrenzung betont und erhalten wird durch dünne Muskovittäfelchen. die gelegentlich auch den frischen Cordierit überziehen (Abb. 9), eine Erschei-

nung, die man auch bei großen Cordieritkristallen in den Sammlungen häufig sieht. Andererseits beweisen die bereits beschriebenen Erscheinungsformen des

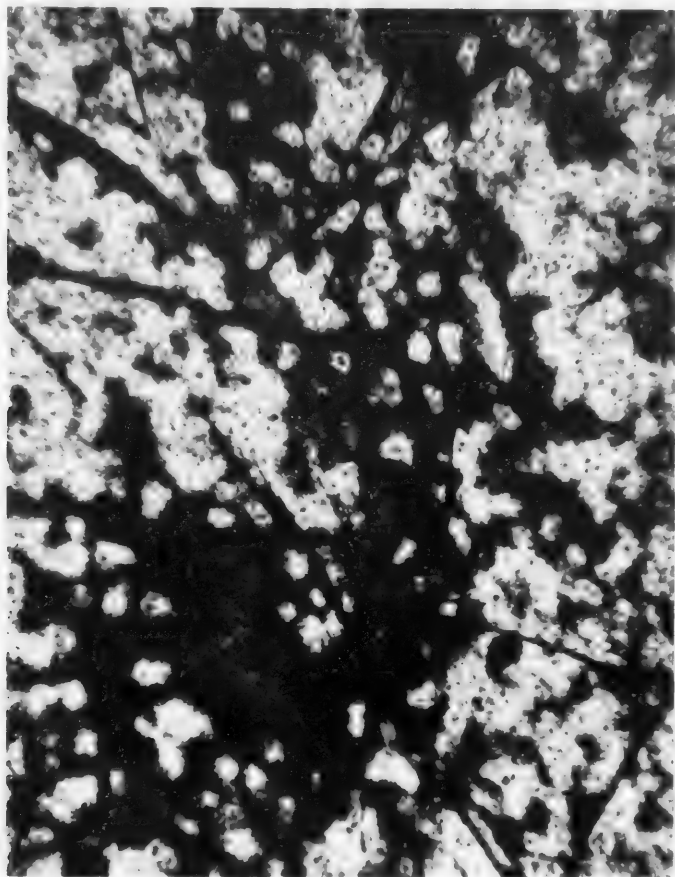


Abb. 8. Montmorillonitinseln (weiß) mit Füllungen von Pyroxen und opaken Mineralen. Schliff 43/51,  $V = 28\times$ .

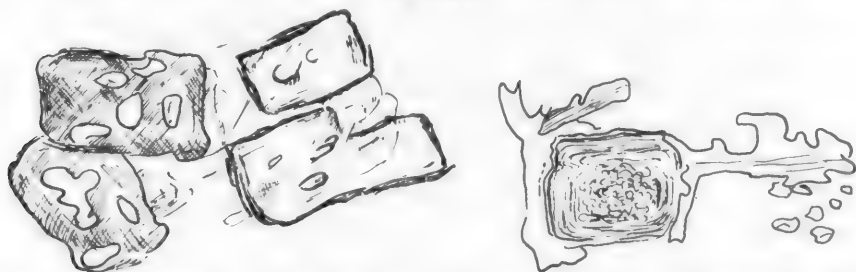


Abb. 9. Pseudomorphosen von Montmorillonit nach (und neben) Cordierit, teilweise mit Belag von Muskovittäfelchen. Schliff 43/51, Analyse 27.

Montmorillonit, daß dieser auch direkt in der Grundmasse entstehen kann ohne eine Vorstufe von Cordierit.

Es ist mir gelungen, bei der ungewöhnlich starken Vergrößerung von  $1300\times$  (mit  $\frac{1}{12}$  Ölimmersion und Balg), die Montmorillonite so weit zu vergrößern, daß

die einzelnen Kristalle sichtbar werden. Um Form und Verteilung der Kriställchen hervortreten zu lassen, werden zwei verschiedene fokussierte Einstellungen des gleichen Gesichtsfeldes reproduziert (Abb. 10 und 11). Der Montmorillonit bildet tafelige, säulige, oft wurmförmig gekrümmte Kristalle. Sie sind in feinste Lamellen

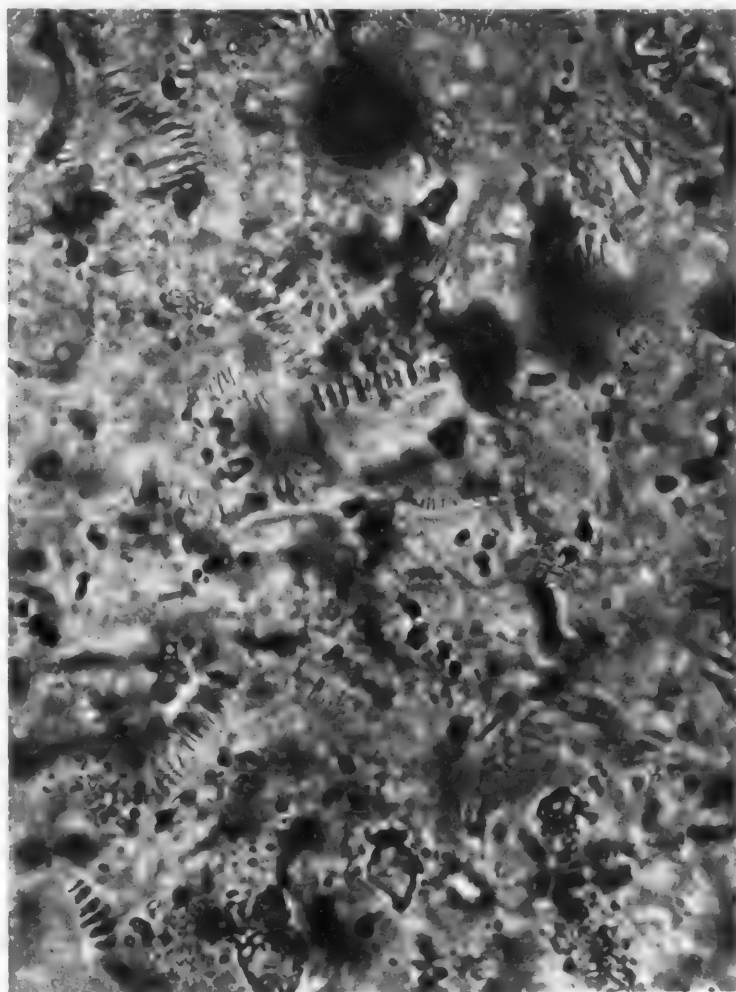


Abb. 10. Montmorillonit. Wurförmige Kriställchen mit dichteren und dünnen Lamellen.  
Schliff 48/51,  $V = 1300\times$ .

aufgespaltet, ganz ähnlich wie Glimmer. Das Neuartige, was sie allerdings wesentlich von Glimmern — selbst der Vermiculitgruppe — unterscheidet, ist, daß die säuligen Kriställchen fast stets aus dicken, dichteren Scheibchen und dünneren, submikroskopisch feinen, gespaltenen „verdünnten“ Zwischenlagen aufgebaut sind. Die Kriställchen haben eine durchschnittliche Größe von 5 bis  $15\mu$  Länge bei  $1\text{--}3\mu$  Breite. Das Verhältnis von Länge:Breite ist ziemlich konstant 5:1. Die dicken, dichteren Scheibchen besitzen eine wenig höhere Lichtbrechung als die verdünnte Zwischenschicht. Ihre maximale Dicke beträgt



0,5  $\mu$ , die der dickeren gespaltenen, breiteren Zwischenbereiche maximal 1  $\mu$ . In Abb. 10 (Mitte) erscheint ein solcher „gequollener“ Kristall wie eine auseinandergezogene Schmetterlingsraupe. Auch bei polarisiertem Licht kommt diese Unterbrechung eines einheitlich polarisierenden und daher einheitlich orientierten Kristalls deutlich zum Ausdruck (SCHÜLLER 1953). Die verdickten Stellen sind

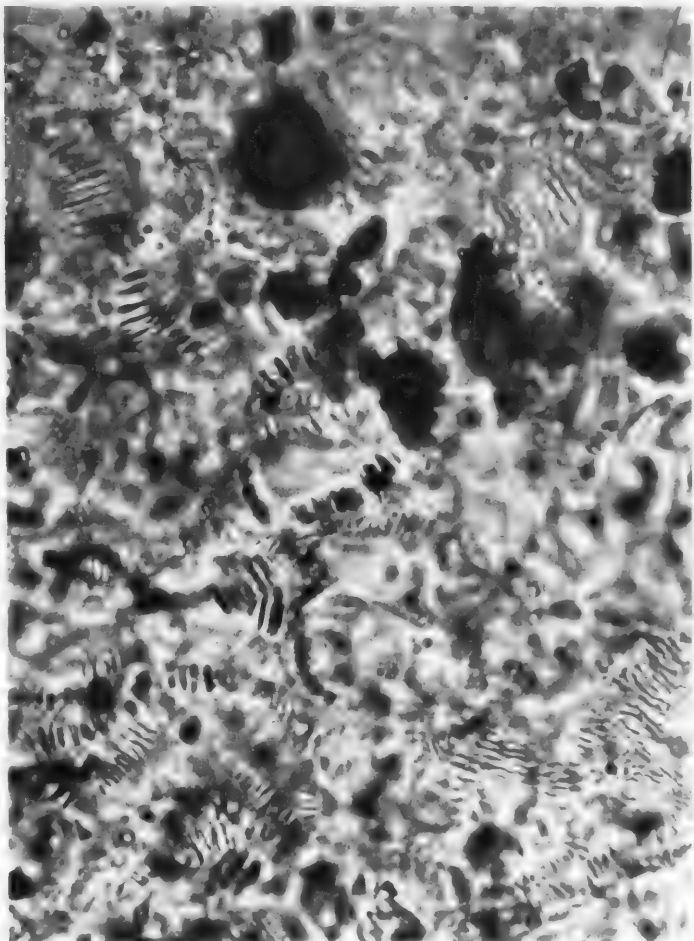


Abb. 11. Dasselbe Gesichtsfeld, wenig tiefer fokussiert. Schliff 18 51, V  $\times$  1300.

jeweils in Auslöschungsstellung gegenüber den „verdünnten“. Ein solches optisches Verhalten ist bei Mineralen mit Schichtengitter bzw. vom Typus der Glimmer meines Wissens niemals beobachtet worden und scheint eine Folge der Quellfähigkeit des Montmorillonits zu sein. Ich habe bisher vergebliche Versuche angestellt, etwaige Veränderungen dieser sonderbaren Morphologie bei so starken Vergrößerungen zu verfolgen. Vorläufig ist nicht zu entscheiden, ob diese Kristallform des Montmorillonit in der Natur die gleiche ist wie im Kanadabalsampräparat; ich halte es für wahrscheinlich. Auf jeden Fall ist sie eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit der Montmorillonitkristalle. Daß es sich nicht

um Kristallaggregate, sondern um einheitliche Kristalle vom Typus der Glimmer handelt, entnehme ich aus ihrer geschlossenen „gewachsenen“ Kristallform und aus ihrer optischen Einheit. Sie sind ebenso einheitliche Kristalle wie die Kaolinit- und Leverrieritwürmer oder die Säulchen von Chlorit oder Biotit in den Drusen. Die starken Vergrößerungen lassen erkennen, daß auch der „reinste“ Montmorillonit, wie er für chemische Analysen verwendet wird, noch vielerlei Verunreinigungen enthält, die weder optisch noch röntgenographisch bestimmbar sind. Trotzdem bin ich, wie die meisten Mineralogen, davon überzeugt, daß es berechtigt ist, wenn ROSS und HENDRICKS (1945) aus einer großen

Tabelle 4. *Durchschnittsanalyse des mittleren und bunten Keupers.* (Nach LAUBMANN.)

SiO <sub>2</sub>	55,17	919					
TiO <sub>2</sub>	0,63	7					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	157					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,92	37					
		37					
FeO	1,01	14					
MnO	0,66	10	si	204	k	0,7	
MgO	3,50	87	al	35	mg	0,5	
CaO	2,41	43	fm	41	c/fm	0,2	
K <sub>2</sub> O	4,2	45	c	9,5	al	41	
Na <sub>2</sub> O	1,19	19	alk	14,5	fm	48	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	2			c	11	
SO <sub>3</sub>	Sp.						
CO <sub>2</sub>							
H <sub>2</sub> O (105°)	7,49	416					
H <sub>2</sub> O Rotglut							
		98,46					

Zahl von Analysen statistisch die Formel des Montmorillonit aufstellen, etwa  $(Ca, Na)_{0,3}(Al, Mg)_2[(Si, Al)_4O_{10}/(OH)_2]_n \cdot H_2O$ . Die chemische Analyse unseres Montmorillonits liefert nach dieser Berechnungsart eine durchaus mit anderen Montmorilloniten übereinstimmende Formel (Tabelle 2a und b). Kalzium ist das austauschbare Kation, daher ist Quellfähigkeit und Tixotropie niedriger als bei Natrium-Montmorillonit. Wie wir in einer Untersuchung von Montmorillonitgesteinen mit WOHLMANN und KÖHLER (1953) zeigen konnten, werden in derartigen Montmorilloniten auch andere Kationen, insbesondere Magnesium (FOSTER 1951), ausgetauscht.

Die Lichtbrechung unseres Montmorillonit beträgt 1,48—1,50. JUNG gibt 1,545 an. Der Wert hängt davon ab, wie weit das Mineral sich an den Brechungsexponenten der Lichtbrechungsflüssigkeit oder des Kanadabalsams angeglichen hat (vgl. die grundlegende Zusammenfassung von KERR, MAIN, HAMILTON, Amer. Petr. Inst. 1950, S. 46). Eine weit sicherere Diagnose ergibt die Röntgenaufnahme, auf die man bei allen Tonmineralien angewiesen ist. Allerdings sollte man sich mehr als bisher bei der Auswahl des Materials des Dünnschliffes bedienen. Denn der Dünnschliff, der leider nicht stets und auch nicht jedem gelingt, ist die einzige Möglichkeit, nicht nur von der Textur der Gesteine, vom quantitativen Mineralbestand, von der Korngröße, sondern auch von der Reinheit des Minerals verlässliche Kenntnisse zu erlangen.

Bei vollständiger Montmorillonitsynthese geraten offenbar die oben beschriebenen Lagen ins Gleiten. Mikroskopisch zeigt sich das darin, daß die schwarzen

Einlagerungen eingeregelt und striemig verteilt werden und mit den weißen Montmorillonitstreifen wechseln. Im ganz weißen Montmorillonit bilden dunkle und opake Substanzen kugelige oder ovale Flecken. Bei 1300facher Vergrößerung erkennt man in diesen reinen Partien achatartig schalige „Drusenfüllungen“ von Montmorillonit. Ihre Textur, die bei oberflächlicher Betrachtung an Interferenzen erinnert, gleicht dem Aufbau von Mandeln in Eruptivgesteinen. Die Mandeln werden wie eine Nuß von einer Schale von gelben und bisweilen idiomorphen Pyroxen-Kriställchen umhüllt (Abb. 12).

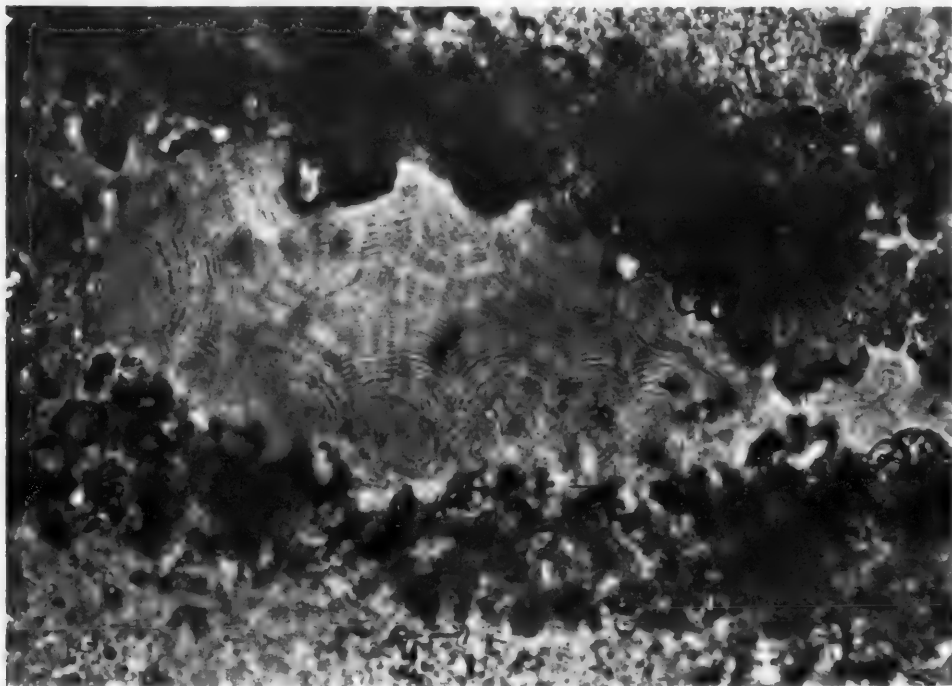


Abb. 12. Ausschnitt 21. Mandel von Montmorillonit, mit achatartiger Struktur und Schale von gelben Pyroxenkriställchen. Schliff 38/51,  $V = 1300\times$ .

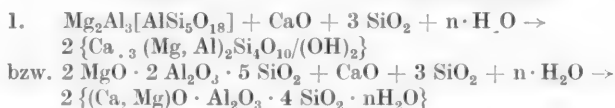
#### D. Chemismus der Sedimentsscholle.

Die Gesteine der Montmorillonit tragenden Scholle wurden durch Fräulein Dr. WOHLMANN analysiert, deren Ergebnis in Tabelle 3 aufgeführt ist. Ein Vergleich unserer Analyse des gefritteten Tonreliktbänkchens mit einer Durchschnitsanalyse von 5 Tonen des mittleren oder bunten Keupers (Tabelle 4; LAUBMANN 1936, S. 243) zeigt die nahe Verwandtschaft beider Tongesteine. Die Einheitlichkeit unserer Sedimentserie tritt besonders deutlich hervor, wenn man die  $al:fm:c$ -Werte aus der Berechnung nach NIGGLI, auf 100 umgerechnet, im Dreiecksdiagramm einträgt. Kalke (28), Pyroxen-Cordierit (25) und Pyroxen-Montmorillonit (27) und die gefrittete Tonbank (26) haben das gleiche  $fm:al$ -Verhältnis, indem sie auf einer Geraden von  $c$  nach Punkt 26 liegen. Die verschiedenen Gesteinstypen der Scholle unterscheiden sich also lediglich durch ihren verschiedenen Gehalt an Kalziumkarbonat. Sie gehören demnach einer einheitlichen Mergelserie an, die unter stets gleichen Schüttungs-

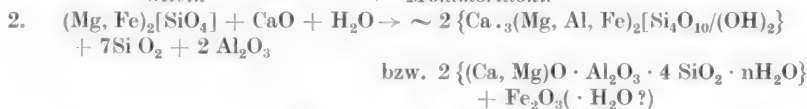
verhältnissen abgelagert wurde. Der Unterschied im MgO-Gehalt, der unsere Serie vor dem durch LAUBMANN (Tabelle 4) ermittelten Durchschnitt von Keuperton auszeichnet, beruht darauf, daß dort nur Tone ohne dolomitische Mergellagen analysiert wurden. Die Oxyde der Alkalien, des Aluminiums, des Siliziums sind nahezu gleich, was auf die Gleichheit ihrer silikatischen Anteile hinweist.

### E. Synthese des Montmorillonit.

Soviel uns bekannt, konnten wir erstmalig eine Synthese von Montmorillonit in der Natur mineralogisch und petrographisch eingehend verfolgen. Eine wesentliche, günstige Voraussetzung für die Montmorillonitbildung liefert offenbar ein Milieu, das reich an Magnesium und arm an Alkalien ist. Die physikalisch-chemischen Bedingungen, unter denen im Basalt des Dolmar der Montmorillonit entstand, entsprechen denen der Hydrothermalsynthese bei hohen Temperaturen. Der erforderliche hohe Wassergehalt wurde der Reaktion mit der Sedimentscholle zur Verfügung gestellt, die im Basalt eingeschlossen ist. Die Zusammensetzung der Sedimentgesteine entspricht einer dolomitischen Tonserie des mittleren Keuper und liefert demnach auch reichlich Magnesiumionen aus dem Doppelsalz des Dolomit,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Die petrographische Untersuchung hat gelehrt, daß bei Temperaturen von etwa  $1000^\circ \text{C}$  durch Pyrometasomose zuerst Cordierit und andere Minerale der Hornfelsfazies gebildet wurden. In denjenigen Gesteinslagen, in denen kein höherer Kalziumgehalt zu wesentlicher Kristallisation von Diopsid führte, entstand Montmorillonit direkt aus Tonmineralien, die, soweit man aus den unveränderten Gesteinen schließen kann, aus Kaolinit, Hydromuskovit u. ä. zusammengesetzt waren. Cordierit kann als Vorstufe der Montmorillonitsynthese vorausgehen. Seine Umwandlung bedeutet, daß etwas Quarz und Kalzium verbraucht werden nach folgendem Schema:



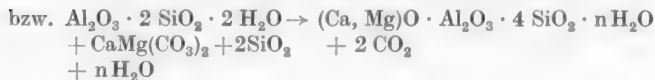
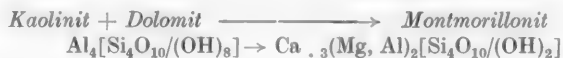
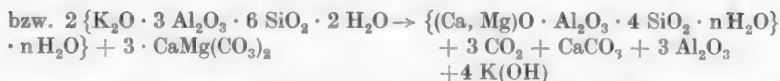
Da Montmorillonit im Basalt auch aus Olivin entsteht, hat folgende Reaktion stattgefunden:



Diese Reaktionen machen es verständlich, weshalb bei der Hydrothermalsynthese der Restquarz aus den tonigen Sedimenten verschwindet. Die große Beweglichkeit der Kieselsäure bei der Hydrothermalsynthese ist gerade in letzter Zeit von vielen Forschern studiert worden (KENNEDY, MORREY, INGERSON, NACKEN, MOSEBACH), da ihr große technische Bedeutung zukommt.

3. Der Bildung von Montmorillonit aus Kaolinit und Hydromuskovit liegt folgende Reaktion zugrunde:





Wie aus den Reaktionsgleichungen hervorgeht, müssen bei der Montmorillonitbildung aus dem Gestein zweiwertige Kationen Ca, Mg sowie  $\text{SiO}_2$  verbraucht werden. Dolomit und Quarz verschwinden als stabile Phasen aus dem System. Wahrscheinlich entsteht reiner Kalzit als Abfallprodukt, wie bereits geschil-  
dert wurde.

Obwohl es für die Synthese des Montmorillonits ohne Belang zu sein scheint, soll jedoch nochmals darauf hingewiesen werden, daß für Mineralreaktionen in der Sedimentscholle im natürlichen Autoklaven des Basalts noch ein weiterer Vorgang bemerkenswert ist, nämlich die Oxydation allen zweiwertigen Eisens zu dreiwertigem Eisen. Sie verursacht die Bildung der seltenen Minerale Pseudobrookit und des gelben diopsidischen Pyroxen. Ob auch hierbei die Wirkung der Magnesiumionen von Bedeutung ist, wie nach der Analyse des Pseudobrookit durch LATTERMANN (1907), FRENZEL (1952) möglich wäre, soll lediglich zur Diskussion gestellt werden. Die geschilderte Reaktion bestätigt auf das beste die von NOLL (1944, 1950) experimentell eingehend studierte Tatsache, daß Zusätze von MgO immer wieder zur Synthese des Montmorillonit führen und daß Alkalien von wenigen Zehntel Mol bereits seine Entstehung verhindern, so daß Kaolinit oder Glimmer aufgebaut wird. Die Bedeutung des Magnesiums in der chemischen Zusammensetzung des Montmorillonit sollte daher auch in der Formel zum Ausdruck gebracht werden und die alte Schreibweise —  $\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  — auf die neue  $(\text{Ca}, \text{Na})_{0.3}(\text{Al}, \text{Mg})_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  verbessert werden.

Ich hoffe, daß aus den Schilderungen einer Montmorillonitsynthese in der Natur auch für den experimentierenden Chemiker Hinweise und Anregungen gegeben sind.

### Literatur.

- BRAUNS, R.: Die Mineralien der niederrheinischen Vulkangebiete. Stuttgart 1922. — ERDÉLYI, J.: Die Minerale von Biscad in Rumänien. Acta techn. Acad. Sci. Hungaricae Bd. 1 (1951) S. 3. — ERNST, TH.: Über die Schmelzgleichgewichte im System  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-TiO}_2$  und Bemerkungen über die Mineralien Pseudobrookit und Arizonit. Z. angew. Mineral. Bd. 4 (1943) S. 394. — FOSTER, M.: The importance of exchangeable Magnesium and cation exchange capacity in the study of montmorillonite in clays. Amer. Mineralogist Bd. 36 (1951) S. 717. — FRENZEL, G.: Die Erzparagenese des Katzenbuckels im Odenwald. Diss. Heidelberg 1953. — FREUDENBERG, W.: Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. bad. geol. Landesanst. Bd. 5 (1907) S. 185. — FRIES, C., W. SCHALLER and J. GLASS: Bixbyite and pseudobrookite from the tin-bearing rhyolite of the Black range New Mexico. Amer. Mineralogist Bd. 27 (1942) S. 305. — GRUNER, E.: Die wichtigsten Ergebnisse der kolloid-chemischen Bentonitforschung in der ausländischen Literatur der Jahre 1940—1947. Kolloid-Z. Bd. 114 (1949) S. 49. — HEIDE, F.: Montmorillonit von Unter-Rupsroth bei Gilsburg. Chem. d. Erde Bd. 3 (1928) S. 91. — JASMUND, K.: Die silikatischen Tonminerale. Weinheim 1950. — JUNG, H.: Zur Kenntnis des Montmorillonit. Chem. d. Erde Bd. 11 (1937/38) S. 287. — Montmorillonit vom Dolmar bei Meiningen. Chem. d. Erde Bd. 11

(1937/38) S. 17. — KINDER, A., u. A. RECKNAGEL: Über FRESNELSche Beugung beim Licht- und Elektronenmikroskop. *Optik* Bd. 2 (1947) S. 346. — LATTERMANN, G.: Untersuchungen über den Pseudobrookit vom Katzenbuckel. *Tschermaks. mineral. petrogr. Mitt.* Bd. 9 (1888) S. 47. — Neue Untersuchungen an den Nephelingesteinen des Katzenbuckels i. O. Unveröffentlichte Diss. Heidelberg 1887. — LAUBMANN, H.: Die Minerale Bayerns. 1936. — NACKEN: Über die Entstehung von Olivinknollen in basaltischen Gesteinen. Tübingen 1950. — NIELAND, H.: Beiträge zur Mineralogie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. *Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd., Abt. A* Bd. 63 (1931) S. 83. — NOLL, W.: Montmorillonit in einigen Zersetzungsprodukten von Basalten des westlichen Vogelsberges. *Chem. d. Erde* Bd. 11 (1937/38) S. 294. — Neuere Untersuchungen von Reaktionen in wasserhaltigen Silikatsystemen. *Chemie* Bd. 57 (1944) S. 90. — Synthesen im System  $MgO/SiO_2/H_2O$ . *Z. anorg. Chem.* Bd. 261 (1950) S. 1. — RAMDOHR, P.: Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. *Jb. preuß. geol. Landesanst.* (1919), Teil 1, H. 2, S. 177. — Die Erzminerale und ihre Verwachsung, S. 735. Berlin 1950. — ROSS, C. S., u. S. B. HENDRICKS: Minerals of the montmorillonite group. *U.S. Geol. Surv., P. P. No 205-B* (1945). — SCHÜLLER, A.: Mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen über die Thixotropie des Montmorillonit. *Chem. d. Erde* (1953). — SCHÜLLER, A., R. KÖHLER u. H. REH: Über einen ungewöhnlichen Saponit von Raschau i. Sa. *Heidelbg. Beitr.* Bd. 2 (1950) S. 279. — SCHÜLLER, A., u. R. KÖHLER: Petrographische und bodenphysikalische Untersuchung des Basalt-Bentonit vom Steinberg bei Ostritz (Lausitz). *Geologie* (1953). — SHAW, B. J.: The nature of colloidal clay. *J. Physic. Chem.* Bd. 46 (1942) S. 1032. — WHITE, J. L.: Transformation of illite into montmorillonite. *Soil Sci., Soc. Amer. Proc.* Bd. 15 (1950) S. 129. — WINKLER, H.: Der Kristallisationsverlauf in einem tholeitbasaltischen Magma und seine petrogenetische Bedeutung. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl.* H. 24 (1949).

Prof. Dr ARNO SCHÜLLER, Berlin-Adlershof, Husstraße 38.

### Berichtigung.

Bei der in diesem Band, S. 97, erschienenen Arbeit NICKEL, E.: „Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim/Lindenfels (Odenwald)“ handelt es sich um die V. Mitteilung der „Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes“.



## Autorenverzeichnis.

- BORCHERT, H., Zur Geochemie des Fluors. Mit 1 Textabbildung. S. 36.
- BORCHERT, W., Kontinuierliche Schwärzungskurven und diffuse Röntgenstrahlenreflexe bei Einschlußverbindungen. Mit 8 Textabbildungen. S. 124.
- FRENZEL, G., Die Erzparagenese des Katzenbuckels im Odenwald. Mit 21 Textabbildungen. S. 409.
- HELMBOLD, R., Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. Mit 9 Textabbildungen. S. 253.
- JASMUND, K., Löslichkeit von KCl in der Gasphase von überkritisch erhitztem Wasser. Mit 8 Textabbildungen. S. 380.
- KLEBER, W., Dielektrisches Verhalten und Struktur der Kristalle. Mit 2 Textabbildungen. S. 1.
- KÖSTER, H., Molybdänglanzkrystall aus dem Basalt des Bühls bei Kassel. Mit 2 Textabbildungen. S. 406.
- KUBACH, I., Darstellungen zur Geochemie des Siliziums. Mit 6 Textabbildungen. S. 53.
- KÜHN, R., Reaktionen zwischen festen, insbesondere ozeanischen Salzen. S. 147.
- LEHMANN, E., Über Miktitbildung. Mit 11 Textabbildungen. S. 9.
- LIPPMANN, F., Mineralogische Untersuchungen an einigen niederhessischen Tertiärtonen. (Unter besonderer Berücksichtigung der Differentialthermoanalyse.) Mit 10 Textabbildungen. S. 219.
- LOCHER, F. W., Kurzer Bericht über die sedimentpetrographische Untersuchung zweier Lotkerne der Albatross-Expedition. Mit 7 Textabbildungen. S. 193.
- MARSAL, D., Der Einfluß des Druckes auf das System  $\text{CaSO}_4\text{—H}_2\text{O}$ . Mit 3 Textabbildungen. S. 289.
- MEIXNER, H., Mineralogische Beobachtungen an Colemanit, Inyoit, Meyerhoffrit, Tertschit und Ulexit aus neuen türkischen Boratlagerstätten. Mit 2 Textabbildungen. S. 445.
- MÜNZNER, H., und P. SCHNEIDERHÖHN, Das Schnenschnittverfahren. Mit 2 Textabbildungen. S. 456.
- NICKEL, E., Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. V. Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald). Mit 17 Textabbildungen. S. 97.
- PILLER, H., Die Phasenkontrastmikroskopie als Hilfsmittel zur Bestimmung feinkörniger, speziell dünner, transparenter, Minerale. Mit 19 Textabbildungen. S. 307.
- RATH, R., Die Bestimmung des Brechvermögens und des optischen Achsenwinkels monokliner Kristalle nach der asymmetrischen Prismenmethode. Mit 8 Textabbildungen. S. 131.
- SCHNEIDERHÖHN, P., s. MÜNZNER, H. S. 456.
- SCHÜLLER, A., Die Diorite von Dessau. Ein Beispiel für Ichor-Metamorphose. Mit 8 Textabbildungen. S. 77.
- Eine natürliche Mineralsynthese von Montmorillonit im Nephelinbasalt des Großen Dolmar bei Meiningen (Rhön). Mit 12 Textabbildungen. S. 472.
- SEELIGER, E., Sulfidinhalt, orientierte Verwachsungen und Trachtwechsel am Schwerspat von Christian Levin. Mit 7 Textabbildungen und 2 Tafeln. S. 60.
- STEGMÜLLER, L., Über Flüssigkeitseinschlüsse in Fluoritkristallen. Mit 8 Textabbildungen. S. 179.
- Bestimmung der optischen Natur durchsichtiger Einschlußkörper, entwickelt am Fluorit. Mit 9 Textabbildungen. S. 186.
- TRÖGER, W. E., Ein neues Nomogramm zur Bestimmung des optischen Achsenwinkels. Mit 5 Textabbildungen. S. 44.
- VALETON, I., Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. Mit 8 Textabbildungen. S. 335.
- WEISKIRCHNER, W., Zur Kenntnis der Olivin-Gruppe. Mit 3 Textabbildungen. S. 169.
- WINKLER, H. G. F., Die Struktur des Tief- $\text{K}_2\text{Li}[\text{AlF}_6]$  und ihre Beziehung zu Elpasolith,  $\text{K}_2\text{Na}[\text{AlF}_6]$  und anderen Strukturen. Mit 1 Textabbildung. S. 297.

## Sachverzeichnis.

- ABBESche Abbildungstheorie** 308, 314.  
**Abfolge, umgekehrte** 295.  
**Abrundungsgrad** 197, 204.  
**Achsenverhältnis** 282.  
**Achsenwinkel 2 V, Bestimmung** 44, 140—142.  
 — —, **Olivin** 173.  
**Albatross-Expedition** 193 ff.  
**Albitisierung** 30, 83.  
**Al-Hydroxyde** 237.  
**Alkalihornblende** 87.  
**Alkali-Metasomatose** 84, 93, 94, 95.  
**Amyrolin** 142—144.  
**Anatas** 226, 244, 353, 439.  
**Anhydrit** 289—296.  
**Anorthit** 112, 116.  
**Anorthitgabbro** 110.  
**Apatit** 352, 359.  
 — als **Fluorträger** 36.  
**Äquidistante Klasseneinteilung** 465.  
**Äquivalentdurchmesser** 196, 221.  
**Astrakanitsynthese** 161, 164.  
**Auflösungsvermögen** 308.  
**Augite** 201.  
**Autoklavenversuche** 388, 389.  
  
**Bändercoemanit** 447.  
**Basalt** 175.  
**Bayerit** 237.  
**BECKESche Lichtlinie** 317.  
**Bentonit** 446.  
**Bergfeuchtigkeit** 155.  
**Biotitisierung** 89.  
**Bittersalzentwässerung** 153.  
**Blauschlick** 200, 209, 329—331.  
**Bleigehalt von Schwerspat** 70.  
**Bleiglanzeinschlüsse in Schwerspat** 69.  
**Böhmite** 237.  
**Boracitsynthese** 154.  
**Boratlagerstätten** 445—455.  
**Bornit** 427.  
**Brauneisen** 354.  
**Brechungsindex von Einschlusskörpern** 187—189.  
**Brechvermögen, Bestimmung** 131 ff.  
**Brechzahl und Packungsdichte** 303.  
  
**Brechzahldifferenz und Phasenunterschied** 318.  
**Bytownit** 82, 83.  
  
**Carnallitsynthese** 154, 160.  
**CaSO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O-System** 289—296.  
**Chemische Analysen, Diorite von Dessau** 89—91.  
 — —, **Grauwacken** 256.  
 — —, **Grundwasser** 362.  
 — —, **Keupertone** 490.  
 — —, **Montmorillonit** 478, 479, 483.  
 — —, **Nephelinbasalt** 475.  
 — —, **Olivine** 170, 171.  
 — —, **Pseudobrookit** 430.  
 — —, **Tertschit** 451.  
 — —, **Tiefseesedimente** 214, 215.  
 — —, **Tone** 248.  
 — —, **umgewandelte Tongesteine** 483.  
**Chlorite** 259.  
**Chloritgneis** 78, 89, 90.  
**Chloritische Sandsteine** 339, 341, 344, 362.  
**Chloritisierung** 87, 90, 363, 364.  
**Chlornatriumkristall** 182.  
**Chrysolith** 176.  
**Colemanit** 446—448.  
**Cordierit** 480.  
**CURIE-Temperatur** 5.  
**Cu-Typ des Schwerspats** 72.  
  
**Dampfdruckkurven von NaCl-Lösungen** 394, 395.  
**Debye-Scherrer-Aufnahmen** 198, 222, 228.  
**Definitionen der Grauwacken** 286.  
**Deformation, mylonitische** 93.  
**α-Dextrin-Jod-Addukt** 128.  
**Diabasamphibolit** 115.  
**Diagenese** 215, 216, 335, 336, 338, 354, 359—361, 366.  
**Diaspor** 237.  
**Dichte und Löslichkeit** 398, 399.  
 — von **überkritischem H<sub>2</sub>O** 396, 397.  
**Dielektrizitätskonstante und Dipolbildung** 7.  
 — und **Packungsdichte** 3.  
  
**Dielektrizitätskonstante und Polarisiertbarkeit** 1, 2.  
**Differentialthermoanalyse (DTA)** 206, 230—244.  
**Differentiation** 109.  
**Diorit von Dessau** 77 ff.  
 — **diablastischer** 81, 82, 84, 90, 92.  
 —, **metatektischer** 87, 90, 91.  
 — **im Odenwald** 98—100, 108.  
**Dioritaplit** 89, 91.  
**Dioritisierung** 98.  
**Dipolbildung und Dielektrizitätskonstante** 7.  
**Dispersion** 328.  
**Druckabhängigkeit der Lösungsgleichgewichte** 164 bis 166.  
**Druckeinfluß auf System CaSO<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O** 289—296.  
  
**Edenit** 87.  
**Einregelung** 283.  
**Einschlusskörper, Bestimmung** 186 ff.  
**Einschlussverbindungen** 124 ff.  
**Eisenglanz** 427—429.  
**Eisenoxydische Sandsteine** 339, 343, 360, 366.  
**Elektronenmikroskopische Aufnahmen** 207, 229, 230.  
**Elektrostatische Zersprengung** 303.  
**Elpasolith** 297—306.  
**Entwässerungsreaktionen** 230.  
**Epidot** 201.  
**Erfassungseffekt und Sehnen-schnittverfahren** 459.  
**Erzparaganese** 442.  
  
**Fayalit** 176.  
**Fehler der Achsenwinkelbestimmung** 45—47.  
**Feldspat, Korrosion** 20, 32, 351.  
**Ferrohorthonolith** 176.  
**Fetton** 221, 228, 241, 245, 247, 248, 329—331.  
**Fe-Typ des Schwerspats** 71.  
**„fire clay“-Mineral** 224—227, 229, 235, 236, 239, 329—331.  
**Flaserdiorit** 99, 113.  
**Flasergabbro** 98, 110, 117.

- Fluor, Geochemie 36ff.  
 Fluorit 179ff.  
 Flüssigkeitseinschlüsse 150, 155, 179ff.  
 Foraminiferen 213.  
 Formeffekt und Sehnenschnittverfahren 459.  
 Forsterit 176.  
 Fremdionengehalt 61, 66, 70, 74, 75.  
 Füllungsgrad 384.  
 Gabbroamphibolit 115.  
 Gabbrogesteine, abyssische 175.  
 Gabbros 98—100, 108.  
 Gasphase und Injektion 33—35.  
 Genauigkeitsgrenze der Immersionsmethode 318, 325.  
 Geochemie des Fluors 36ff.  
 — des Siliziums 53ff.  
 Gips 289—296.  
 Glaseritsynthese 154, 160, 162, 163.  
 Glashafenton 220, 226, 229, 240.  
 Glauberitsynthese 162, 164.  
 Glaubersalzsynthese 162.  
 Glimmer 201, 260, 347—349, 358, 359.  
 Graduelle Schichtung 254.  
 Grauwacke, Tanner 253—288.  
 Grenzphase 321—323.  
 Grundwasseranalysen 362.  
 Grundwassereinwirkung 361—364, 366.  
 Halloysit 235.  
 Harnstoff-Fettsäure-Addukt 124—128.  
 Hastingsit 85.  
 Hauptachsendispersion 131, 133.  
 Hauptbrechungsquotienten, Olivin 172, 173.  
 Hauptbrechungszahlen Berechnung 133—142.  
 Hauptbuntsandstein, süd-deutscher 335—379.  
 Hexaedrische Einschlüsse 181, 182.  
 Hexahydratsynthese 160.  
 „Hicken“ 220.  
 Hitzemartitisierung 428.  
 Hochmodifikation des  $K_2Li[AlF_6]$  297, 298, 306.  
 $H_2O$ -Dipolfilm 150, 155, 156, 167.  
 Homöotypie 302, 304—306.  
 Hornblende, Analysen 85.  
 —, braune 104.  
 —, farblose 105, 119.  
 —, gemeine 84, 92, 201.  
 —, grüne 102, 104.  
 —, tremolitische 86, 87, 106.  
 Hornblendegabbro 81, 90, 92, 97—123.  
 „Hornblendeinfektion“ 106 bis 108, 114.  
 Hornblendepoikiloblastese 109, 114, 117.  
 Hornblendereaktionsschema 100, 120.  
 Hornblendevarianten 101.  
 Horthonolith 176.  
 Hyalosiderit 176.  
 Hydrargillit 237.  
 Hypersthen 111, 112, 116.  
 Hypersthen-Anorthitgabbro 110—113.  
 — -Anorthitschiefer 116.  
 Ichor 114.  
 Ichor-Metamorphose 83, 84, 90, 93, 94, 95.  
 Identitätsperioden von Fettsäureketten 125.  
 Illit 207, 208, 226, 229, 237, 241, 330, 331.  
 Ilmenit 353, 418—421.  
 Inhomogenität natürlicher Kristalle 145.  
 Injektion und Enklavenbildung 18.  
 —, differentielle 17, 31, 32.  
 — und Durchbewegung 9, 35.  
 — und Gasphase 33.  
 Injizierungsfähigkeit 10.  
 Interferenzfigur 309.  
 Intergranularsympлектite 83, 93, 94.  
 Inyoit 448.  
 $K^{42}$  (radioaktives Kalium) 382, 389, 390.  
 Kainitbildung 154.  
 Kainitsynthese 154, 161, 163.  
 Kalifeldspat 341, 343.  
 Kaolingruppe 224—227, 234 bis 236, 249.  
 Kaolinisierung 358.  
 Kaolinit 329—331, 350.  
 Karbonate 238, 241, 242, 246.  
 Karbonatzufuhr 12, 28, 29, 34.  
 Keratophyrtuffe 11ff.  
 Kiesel säurewanderung 361, 363.  
 Kieseritausbildungen 153.  
 Klinohornblenden, Einteilung 85, 86.  
 Kondensationsverfahren 384.  
 Kontrastkurven 320.  
 Kontrastumkehr 323, 324, 328.  
 Korngestalt 357.  
 Korngrößenanalyse 195, 196, 199, 221, 222, 265—278.  
 Korngrößenverteilung, Bestimmung aus Dünnschliffen 456—471.  
 — im Buntsandstein 339.  
 — in Grauwacken 280.  
 — und Sehnenschnittenverteilung 458, 462.  
 Korrosion an Feldspäten 20, 32, 351.  
 Kristallrasen 66.  
 Kryolith 297.  
 Kryolithionit 303.  
 Kupferkies 426.  
 Kupferkieseinschlüsse in Schwerspat 70.  
 Langbeinitssynthese 151, 160, 163.  
 Lateralsekretion und Flußspatgänge 39.  
 Laugenspuren 150, 155, 156, 167.  
 Leichtflüchtige Verbindungen 380, 403.  
 Leonitsynthese 151, 161, 163.  
 Leukoxen 435—437.  
 Lherzolite 175, 177.  
 Loeweitsynthese 161, 164.  
 Logarithmisch-äquidistante Klasseneinteilung 467.  
 Löslichkeit von Anhydrit und Gips 289—293.  
 — von KCl in  $H_2O$ -Gasphase 380—405.  
 — von Quarz 400.  
 Löslichkeitsänderungen 402.  
 Löslichkeitswerte von KCl 391, 393.  
 Lösung, gasförmige 380—382, 401.  
 Lumineszenzverhalten der Borate 453.  
 Mafitnester 112, 121.  
 Maghemit 434.  
 Magma 32, 177.  
 Magmatisierung 120.  
 Magnetit 353.  
 Magnetkies 424—426.

- MALLARDSche Näherungsformeln 47, 50.  
 Markasit 245.  
 Markasiteinschlüsse in Schwerspat 68.  
 Martitisierung 427, 428.  
 Metablastese 84, 93, 94.  
 Metatexis 94.  
 Meteor-Expedition 195.  
 Meyerhofferit 449, 450.  
 Migmatite 10.  
 Migmatisierung 94, 95.  
 Mikrite 10ff.  
 Mineralsynthese, natürliche 472—494.  
 Molybdänglanzeinsprengling 406—408.  
 Montmorillonit 472—494.  
 Montmorillonitgruppe 236.  
 Muskovitisierung 82, 90.  
 Nadeleisenerz 437—439.  
 Natriumchloratkristall 183.  
 Natronshonkinit 411.  
 Nephelinbasalt 474—477.  
 Nephelinbasanit 439, 440.  
 Nephelinit, hauynführend 440, 441.  
 Nickelblock für DTA 232.  
 Nomogramme zur Bestimmung des Brechungsindex von Einschlufkörpern 190, 191.  
 — — — opt. Achsenwinkels 2 V 44ff.  
 Norit 121.  
 Oberflächenverwitterung 335, 364, 366.  
 Ofen für DTA 231.  
 Olivinaggregate 176—178.  
 Olivingruppe 169ff.  
 Olivinsynthese 169.  
 Orientierung von Einschlufkörpern 187.  
 Pachnolith 297.  
 Packungsdichte und Brechzahl 303.  
 — und Dielektrizitätskonstante 3.  
 „Packungsindex“ 303.  
 „Pandermit“ 446.  
 Paragenesen, „falsche“ 158, 167.  
 PAULINGSche elektrostatische Valenzregel 299.  
 Pb-Typ des Schwerspats 72, 75.  
 Pennin 259, 260.  
 Perowskit-Typ 304, 305.  
 Phasenkontrastmikroskopie 307—334.  
 Phasenplatte 315.  
 Phasenunterschied und Brechzahl Differenz 318.  
 Platzwechselreaktion 148.  
 Polarisierbarkeit und Dielektrizitätskonstante 1, 2.  
 Polyhalitsynthese 152, 161, 164.  
 Priceit 446.  
 Prismenmethode, asymmetrische 131ff.  
 Prochlorit 259, 260.  
 Pseudobrookit 429—433, 482.  
 Pseudo-Entmischungsstruktur, peritektische 423.  
 Pulveraufnahme 300, 301.  
 Pyrit 245, 354, 422—424.  
 Pyriteinschlüsse in Schwerspat 62—68.  
 Pyritnadeln 66.  
 Pyroxen 485.  
 Quarz-Feldspat-Verhältnis 343—347.  
 — — — Verwachsungen 259.  
 — im Buntsandstein 340.  
 — in Grauwacken 258, 259.  
 — in Tonen 223, 238, 244.  
 —, Löslichkeit 400.  
 Quarzitisches Sandsteine 339, 343, 360, 366.  
 Reaktion, laugenfrei einsetzend 151.  
 — im festen Zustand 148.  
 Reaktionstypen bei Gegenwart von Laugenspiuren 157.  
 Ringblende 316.  
 Röntgenstrahlenreflexe, diffuse 124ff.  
 ROSI-WAL-Methode 265.  
 Roter Ton 200, 208, 209.  
 Rubinglimmer 437—439.  
 Rundung 281.  
 Rundungsgrad 357.  
 Rutil 226, 244, 352.  
 Salzsynthesen 151—155, 160 bis 164.  
 Sammelkristallisation 24, 33, 103, 106.  
 Sandstein-Bohrprofil 367—369.  
 Sanidinnephelinit 410.  
 Schätzwerte 462, 465.  
 Schönlitsynthese 151, 154, 161, 163.  
 Schwärzungskurven, kontinuierliche 124ff.  
 Schwefelkies 220, 245, 247.  
 Schwerminerale 201, 205, 338, 350—357, 359, 370—373.  
 Schwerspat mit orientierten Sulfidverwachsungen 60ff.  
 Sehnenschnittverfahren 456 bis 471.  
 Seignetteelektrizität 5.  
 Septarienton 221, 250.  
 Serizitisierung 15, 258.  
 Siderite 175.  
 Silifizierungsquotient 53.  
 Silizium, Geochemie 53ff.  
 Sortierung 280.  
 Suspendieren 221.  
 Suspensionsströme 213.  
 Synthese, laugenfreie 149.  
 System  $\text{CaSO}_4\text{—H}_2\text{O}$  289 bis 296.  
 —  $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  381, 382.  
 Tachhydritsynthese 164.  
 Tanner Grauwacke 253 bis 288.  
 Tephroite 172, 175.  
 Tertiärton 219ff.  
 Tertschit 450—453.  
 Tetraedrische Einschlüsse 183.  
 Textur, amygdoidale 25.  
 —, sphäroidische 27, 29.  
 Texturaufnahmen 197, 198, 223, 229.  
 Thenarditsynthese 162.  
 Theralith 433.  
 Thermische Analyse 230, 231.  
 Thermoelement 233, 234, 387.  
 Tiefmodifikation des  $\text{K}_2\text{Li [AlF}_6\text{]}$  297—306.  
 Titanit 145.  
 Titanomagnetit 413—418.  
 Titanomagnetitausscheidung 84, 87, 90.  
 Ton, feuerfester 219ff.  
 —, roter 349, 350.  
 Tongallen 362.  
 Tonminerale als Fluorträger 40, 41.  
 —, Bestimmung mittels Phasenkontrastmikroskopie 326—332.  
 — in Tiefseesedimenten 205.  
 Trachtwechsel 61, 72, 74, 75.  
 Transport gasförmig gelöster Substanz 402—404.

Turmalin 350, 351.

Ulexit 450.

Umwandlungspunkt Anhydrit-Gips 293, 294.

Vanthoffsynthese 152, 160, 163.

Veränderungen, postdiagenetische 336, 361—365, 366.

Verkleinerungseffekt und Schnenschnittverfahren 459.

Vertikalgoniometer 186.

Verwitterung, prädiagenetische 336, 358, 359, 366.

Verzögerungsobjekte 309, 312, 313, 314.

Wachstumscharakter 183.

Wahrscheinlichkeitsmodell für Schnenschnittverfahren 460.

Weilburgit 14, 15, 32.

Zechsteinbecken, Niveauunterschiede 165.

Zeigerdiagramm 309, 310.

Zersprengung, elektrostatische 303.

Zirkon 351, 352.

Zonarbau 62, 70, 73, 83, 98, 99.

Zustandsfläche des Einstoffsystems  $H_2O$  383.

Zwillingsbildung am Molybdänglanz 406—408.

## Ortsverzeichnis.

Aardeck, Lahngebiet 14.

Amalfi 171.

Amorbach 336.

Bad Lauterberg 253.

Bayreuth 170.

Bensheim (Odenwald) 98.

Bigadiç, Türkei 445.

Broistedt-Wittinger Trog bei Gifhorn 165.

Brotterode 90—93.

Bühl bei Kassel 406—408.

Cap Verde 171.

Christian Levin, Essen-Dellwig 60.

Dessau-Kochstedt 77.

Dockweiler, Eifel 170.

Dreiser Weiher, Eifel 170, 171.

Dun Mountain 171.

El Paso, Colorado 297.

Freudenstadt, (Schwarzwald) 336.

Gambach (Main) 336.

Gernrode 253

Großalmerode 219—221, 223

bis 228, 239—241, 244, 245, 329—331.

Großer Dolmar (Rhön) 472 bis 494.

Hamberg bei Neckarelz 441.

Hardenberg (Haardt) 336.

Harz 253—288.

Heppenheim (Odenwald) 97.

Hirschhorn (Neckar) 336 ff.

Hirschkopf bei Weinheim 98.

Hövenack 171.

Hohwald/Reichenbach 100.

Hundseck (Schwarzwald) 336.

Kaiserstuhl 177.

Katzenbuckel im Odenwald 409—444.

Knoden (Odenwald) 101.

Kolmbach (Odenwald) 118.

Kozakov 170.

Kulmbach (Oberfranken) 336, 337, 342, 348.

Kyffhäuser 77, 82, 87, 89, 92.

Lanzarote, Cap Verde 170.

„Laudenauer Buch“ (Odenwald) 109, 111,

Laussa, Steiermark 184.

Lindenfels (Odenwald) 98, 107.

Medvedeva 171.

Mehren (Eifel) 170.

Meiningen (Rhön) 472—494.

Meschede (Sauerland) 11.

Mitteldeutsche Schwelle 95.

Murfreesboro (Arkansas) 225.

Muttenhörner 145.

Neckarbischofsheim 440.

Oberkaufungen 221, 228, 241, 242, 246, 247.

Obernburg 336 ff.

Odenwald 94, 97—123, 337, 338, 409—444.

Reichelsheim-Eberbach (Odenwald) 97.

Rhön 337.

Salzmann-Schacht, Großalmerode 221.

Scharzfeld 253, 254.

Schnaittenbach 224, 225, 249.

Schramberg (Schwarzwald) 336.

Seidenbuch (Odenwald) 98, 115.

Spessart 171, 337.

Steinsberg bei Sinsheim 439, 440.

Sultançayir, Türkei 445.

Tanne 253.

Tirschenreuth 249.

Ultental, Tirol 171.

Vogesen 337.

Weardale 188.

Weinheim (Bergstraße) 98.

Winterkasten (Odenwald) 101, 108.